

C. PRODEHL (*)

STRUKTUR DER TIEFEREN ERDKRUSTE IN SÜDBAYERN
UND LÄNGS EINES QUERPROFILES DURCH DIE OSTALPEN,
ABGELEITET AUS REFRAKTIONSSEISMISCHEN MESSUNGEN
BIS 1964 (**) (***)

Inaugural - Dissertation
zur
Erlangung des Doktorgrades
der
Hohen Naturwissenschaftlichen Fakultät
der
Ludwig - Maximilians - Universität
zu
München

vorgelegt
von
Claus Prodehl
aus
Bergisch Gladbach

Januar 1965

-
1. Berichterstatter: Prof. Dr. G. Angenheister.
 2. Berichterstatter: Prof. Dr.-Ing. A. Maucher.
- Tag der mündlichen Prüfung: 23.2.1965.



INHALTSVERZEICHNIS

Zusammenfassung	pag. 35
1. Einleitung	» 37
2. Anlage der Messungen	» 39
2.1 Alpenvorlandprofile	» 39
2.2 Alpenquerprofil (Garmisch-Partenkirchen - Vicenza)	» 42
2.3 Allgemeines	» 43
3. Gang der Auswertung	» 45
4. Beschreibung der Laufzeitkurven	» 46
4.1 Alpenvorlandprofile	» 46
4.2 Alpenquerprofil (Garmisch-Partenkirchen - Vicenza)	» 51
5. Struktur der Erdkruste unter der Molasse des deutschen Alpenvorlandes	» 55
5.1 Zuordnung der Laufzeitkurven	» 55
5.2 Konstruktion der Grenzflächen	» 58
5.3 Tiefenlinienpläne und Diskussion der Ergebnisse	» 65
6. Struktur der Erdkruste unter den Ostalpen längs eines Alpenquerprofils zwischen Garmisch-Partenkirchen und Vicenza	» 72
6.1 Zuordnung der Laufzeitkurven und Konstruktion der Grenzflächen	» 72
6.2 Diskussion der Ergebnisse	» 77
Danksagung	» 81
Literatur	» 82
Anhang A: Beschreibung des Wellenfrontverfahrens	» 87

C. PRODEHL (*)

STRUKTUR DER TIEFEREN ERDKRUSTE IN SÜDBAYERN
UND LÄNGS EINES QUERPROFILES DURCH DIE OSTALPEN,
ABGELEITET AUS REFRAKTIONSSEISMISCHEN MESSUNGEN
BIS 1964 (**) (***)

ZUSAMMENFASSUNG

Es wurden sechs Refraktionsprofile im süddeutschen Alpenvorland und ein Nord-Süd-Profil durch die Ostalpen zwischen Garmisch-Partenkirchen und Vienza im Hinblick auf die Struktur der Erdkruste ausgewertet. Dabei wurden nur Longitudinalwellen betrachtet. Die Profile wurden zum Teil mit Schuss und Gegenschuss beobachtet. Bei der Auswertung wurde hauptsächlich ein Wellenfrontverfahren verwendet.

Die Laufzeitkurven werden beschrieben und auf gemeinsame Merkmale hin untersucht. Ferner werden für die Profile Seismogramm-Montagen gezeigt. Auf den Profilen im Alpenvorland ergeben sich einander entsprechende Laufzeitkurven, aus denen für die obere Kruste 5.9 km/sec, für die untere Kruste 6.5 km/sec und für den obersten Mantel 8.2 - 8.4 km/sec als mittlere Geschwindigkeiten der Longitudinalwelle folgen.

Für die Conrad- und Mohorovičić-Diskontinuität werden Tiefenlinienpläne vorgelegt. Die Conrad-Diskontinuität liegt unter dem Alpenvorland in etwa 19-22 km Tiefe. Es war nicht möglich, die Conrad-Diskontinuität vom Alpenvorland bis unter die Alpen zu verfolgen. Hingegen konnte die Mohorovičić-Diskontinuität als zusammenhängende Grenzfläche vom Alpenvorland bis unter die Alpen verfolgt werden: Sie liegt unter dem Nordrand des süddeutschen Molassebeckens in einer Tiefe von 30 km und erreicht unter den Zentralalpen eine Tiefe von 55 km.

Unter den Alpen wurden jedoch Grenzen in 10 und 20 km Tiefe gefunden, die Schichten mit Geschwindigkeiten der Longitudinalwelle von 5.9, 6.1 und 6.5 km/sec voneinander trennen. Ausserdem findet sich in 40-45 km Tiefe unter den Zentralalpen eine etwa 10 km mächtige Schicht mit Geschwindigkeiten von 7.2 - 7.4 km/sec.

Für den Bereich unter den Südalpen werden drei Modelle vorgelegt: Bei Modell A kann die Schicht mit Geschwindigkeiten von 7.2-7.4 km/sec unter den Südalpen nicht gefunden werden. Dagegen lässt sich die Mohorovičić-Diskontinuität bis zum Nordrand der Poebene konstruieren, wobei sich unter dem Bozener Quarzporphyr eine maximale Tiefe von 60 km ergibt.

Bei den Modellen B1 und B2 kann die Schicht mit Geschwindigkeiten von 7.2-7.4 km/sec nach Süden bis zum Rand der Poebene verfolgt werden. Die Obergrenze der Schicht steigt von 45 km unter den Zentralalpen bis auf 30 km (Modell B1) bzw. 25 km (Modell B2) unter dem Südrand der Alpen an. Die Mohorovičić-Diskontinuität ist hierbei nur bis unter die Bozener Quarzporphyrlatte konstruierbar, wo sich eine Tiefe von 53 km ergibt.

(*) Institut für Angewandte Geophysik der Universität, 8 München 2, Richard-Wagner-Str. 10.

(**) Dissertation an der Naturwiss. Fakultät der Ludwig-Maximilians Universität, München.

(***) Gemeinschaftsarbeiten der deutschen geophysikalischen Institute in Rahmen des Schwerpunktprogrammes der Deutschen Forschungsgemeinschaft « Geophysikalische Erforschung des tieferen Untergrundes in Mitteleuropa », Beitrag Nr. 44.

S U M M A R Y

Several seismic refraction profiles were observed from the quarry Eschenlohe near Garmisch at the northern margin of the Alps towards the Bavarian Molasse Basin (fig. 1-2). Two of these profiles were also observed in reverse direction starting from Böhmischbruck in the crystalline region of the Böhmisches Masse and from Haslach in the crystalline region of the Black Forest. Further a seismic refraction profile was observed in the Eastern Alps in $N \rightarrow S$ direction, starting from Eschenlohe (fig. 3). The profile extends across Lago Lagorai, a small lake in the Dolomites, from which in 1961 and 62 the same profile was observed in $S \rightarrow N$ direction.

For all profiles seismogram-assemblies are shown in fig. 4-14. Along the profiles in the Bavarian Molasse Basin travel time curves with almost identical velocities were observed (fig. 4-10). The following mean velocities (longitudinal waves) were found: for the upper crust 5.9 km/sec, for the lower crust 6.5 m/sec and for the uppermost mantle 8.2-8.4 km/sec. For each profile the corresponding layers were constructed by the wave front method, which is described in appendix A and fig. 31. Cross-sections for each profile of the Molasse Basin are shown in fig. 15-21.

For the crystalline basement, the Conrad- and the Mohorovičić-discontinuity contour maps are presented (fig. 26-28). The first contour map (fig. 26) was described formerly. The Conrad-discontinuity (fig. 27) is found below the Bavarian Molasse Basin at a depth of about 19-22 km. It was not possible to follow up the Conrad-discontinuity from the Molasse Basin towards the Alps. The Mohorovičić-discontinuity (fig. 28), however, could be followed up as a continuous boundary plane from the Bavarian Molasse Basin towards the Alps as is shown in the cross-section in fig. 29: Below the northern margin of the Molasse Basin the Mohorovičić-discontinuity is found at a depth of 30 km and below the Central Alps at a depth of 55 km.

Below the Alps interfaces were found at a depth of 10 and 20 km (fig. 11-12 and fig. 29) separating layers with velocities (longitudinal waves) of 5.9, 6.1 and 6.5 km/sec. Further a layer, approximately 10 km thick, was found at a depth of 40-45 km below the Central Alps with a velocity of 7.2-7.4 km/sec. The arrivals in the seismograms of profile E 8 ($N \rightarrow S$) may be interpreted in two ways as is shown in fig. 11 and 13. The two interpretations yield two models for the Southern Alps, viz., I. the layer of 7.2-7.4 km/sec cannot be found below the Southern Alps; the Mohorovičić-discontinuity, however, can be constructed as far as the northern edge of the Po Plain, in which case a maximum depth of 60 km is obtained below the Quartzporphyr South of Bolzano (Model A: fig. 13 and fig. 30, upper part). II. The layer with a velocity of 7.2-7.4 km/sec can be followed up towards the South as far as the northern boundary of the Po Plain (fig. 11) rising from 40 km below the Central Alps up to 30 km (Model B 1, fig. 29) or from 40 km to 25 km (Model B 2, fig. 30, lower part) below the southern margin of the Alps. The Mohorovičić-discontinuity can be constructed only as far as Quartzporphyr determined here in a depth of 53 km.

R I A S S U N T O

Diversi profili a rifrazione sono stati rilevati dalla cava di Eschenlohe presso Garmisch, al margine N delle Alpi in direzione del bacino molassico bavarese (figg. 1-2). Due di questi profili sono stati pure rilevati a controllo inverso, partendo da Böhmischbruck (reg. cristallina del massiccio boemo) e da Haslach (reg. cristallina della Selva Nera). Un ulteriore profilo è stato eseguito nelle Alpi orientali in direzione $N \rightarrow S$ da Eschenlohe. Esso è condotto attraverso il Lago Lagorai (Dolomiti), da dove nel 1961 e 1962 lo stesso profilo è stato registrato in direzione $S \rightarrow N$.

Nelle Figg. 4-14 sono mostrati i montaggi dei sismogrammi di tutti i profili.

Lungo i profili nelle molasse bavaresi si notano dromocrone con velocità pressoché identiche (figg. 4-10). Per le onde longitudinali si sono ottenuti in media i seguenti valori: 5,9 km/sec (strati superiori della crosta) 6,5 km/sec (strati inferiori della crosta) 8,2-8,4 km/sec (mantello superiore). Per ciascun profilo le discontinuità corrispondenti sono state tracciate col metodo dei fronti d'onda descritto nell'append. A e in fig. 31. Le sezioni dei profili nel bacino molassico sono presentate nelle figg. 15-21.

Per il basamento cristallino, la Conrad e la Moho le figg. 26-28 danno le mappe delle isobate. La prima di queste (fig. 26) era già stata descritta. La

Conrad (fig. 27) è stata trovata nel bacino molassico bavarese a una profondità di 19-22 km. Non è stato possibile seguire questa discontinuità attraverso le Alpi. La Moho invece (fig. 28) si può seguire con continuità dal bacino bavarese verso le Alpi (fig. 29). La sua profondità è sui 30 km al margine N delle molasse e di 55 km sotto le Alpi.

Sotto le Alpi sono state trovate discontinuità a 10 e 20 km (figg. 11, 12 e 29) che separano strati di velocità 5,9; 6,1 e 6,5 km/sec. Un altro strato, di ca 10 km di spessore, è stato trovato nelle Alpi Centrali a una profondità di 40-45 km e con una velocità di 7,2-7,4 km/sec.

Gli arrivi nei sismogrammi del profilo E 8 (N-S) possono venir interpretati in due modi (v. fig. 11 e 13). Le due interpretazioni danno per le Alpi meridionali due modelli diversi, cioè:

I) lo strato di 7,2-7,4 km/sec non compare più sotto le Alpi meridionali, mentre la Moho può venir tracciata fino al margine N della Val Padana. In tal caso la profondità massima della Moho raggiunge i 60 km a S di Bolzano (Mod. A; figg. 13 e 30 in alto).

II) Lo strato con velocità 7,2-7,4 viene proseguito verso S fino al margine N della Val Padana (fig. 11) salendo da 40 km di profondità sotto le Alpi Centrali fino a 30 km (Mod. B1, fig. 29) o fino a 25 km (Mod. B2, fig. 30 in basso) sotto il margine S delle Alpi. In tal caso la Moho può venir tracciata fino alla regione dei porfidi quarziferi, dove si trova per essa una profondità di 53 km.

1. EINLEITUNG

A. MOHOROVIČIĆ berichtete 1910 erstmals von einer Diskontinuität, die er bei der Untersuchung eines Nahbebens an Hand der Registrierungen mehrerer mitteleuropäischer Stationen entdeckte und deren Tiefe er mit 50-60 km angab. Diese Diskontinuität wurde später als Grenze zwischen Erdmantel und Erdkruste definiert und nach ihrem Entdecker Mohorovičić - Diskontinuität genannt. 1925 entdeckte V. CONRAD bei der Untersuchung des Tauernbebens vom 20.11.1923 eine weitere Grenzfläche innerhalb der Erdkruste, welche später den Namen Conrad-Diskontinuität erhielt.

Dies hat zu folgender Gliederung der Erdkruste geführt: 1. Sedimente (hier als Kurzbegriff für alle nicht- oder wenig-metamorphen Sedimentgesteine verwendet), 2. kristalline Gesteine. Die Gruppe der kristallinen Gesteine umfaßt den überwiegenden Teil der Erdkruste und läßt sich auf Grund der bisher vorliegenden geophysikalischen Ergebnisse nochmals in zwei Schichten untergliedern: 1. die obere Kruste, die von der Sedimentbasis bis zur Conrad-Diskontinuität reicht, und 2. die untere Kruste, die zwischen Conrad- und Mohorovičić-Diskontinuität liegt.

Die Einteilung ergibt sich vorwiegend aus der Geschwindigkeitsverteilung, wie sie aus seismischen Beobachtungen abgeleitet worden ist: Die Geschwindigkeiten der Longitudinalwellen innerhalb der oberen Kruste liegen zwischen 5.5 und 6.2 km/sec. während die Angaben für die untere Kruste zwischen 6.2 und 7.4 km/sec schwanken.

Nach den Beobachtungen ist die Mohorovičić-Diskontinuität eine weltweite Grenzfläche. Nur in einigen Gebieten, die auch in mancher anderer Hinsicht als Ausnahmefälle zu bezeichnen sind, ist ihre Existenz fraglich. Ein Beispiel hierfür ist die Basin and Range Province in Nordamerika (COOK 1962). Im Mittel ist die Erdkruste unter den Ozeanen 10-15 km und unter den Kontinenten 30-40 km mächtig. Nur die Orogene bilden eine Ausnahme, hier ergeben sich Mächtigkeiten bis zu 70 km.

Die Existenz der Conrad-Diskontinuität ist nicht überall gesichert. In vielen Gebieten der Erde wurde sie nachgewiesen, in anderen dagegen nicht. Insbesondere bezweifeln einige amerikanische Forscher völlig ihre Existenz;

jedenfalls sind viele Forscher heute der Meinung, daß die Conrad-Diskontinuität auch unter den Kontinenten nur innerhalb gewisser Areale als durchgehende Grenzfläche vorhanden ist.

Weitere Unterteilungen der Kruste wurden gelegentlich vorgeschlagen. So fand FÖRTSCH 1948 im süddeutschen Raum die nach ihm benannte Förtisch-Diskontinuität in 6-8 km Tiefe. Jedoch scheint diese Grenze nur lokal als eine gut ausgebildete Diskontinuität zu existieren. In Gebieten, die geologisch Ausnahmefälle bilden, fand man außerdem noch eine Schicht, die auf Grund ihrer Geschwindigkeit (7.2-7.7 km/sec) aus Material zu bestehen scheint, das eine Art Übergang von der Kruste zum Mantel darstellt.

MOHOROVIČIĆ und CONRAD hatten ihre Ergebnisse aus der Untersuchung von Nahbeben gewonnen. WIECHERT (1926, 1929) und Nachfolger (z. B. BROCKKAMP 1931) begannen damit, auch große Sprengungen zu registrieren, durch welche sich ebenfalls Aussagen über den Aufbau der Erdkruste gewinnen lassen. Bei solchen Großsprengungen wird zwar eine geringere Energie ausgelöst, doch bieten sie den Vorteil, daß Herd und Herdzeit genau bekannt sind. Außerdem können die Beobachtungspunkte nach Gesichtspunkten der Auswertung und Meßtechnik ausgewählt werden.

Zwei Marksteine in der Entwicklung dieses Zweiges der Sprengseismik in Deutschland bilden die Großsprengungen auf der Insel Helgoland am 18.4.47 (SCHULZE & FÖRTSCH 1950) und die bei Haslach im Schwarzwald am 28.4.48 (REICH et al. 1948; ROTHE & PETERSCHMITT 1950; FÖRTSCH 1951). Beide Sprengungen wurden auf Profilen von mehreren hundert Kilometer Länge mittels beweglicher Registrierstationen beobachtet. In den folgenden Jahren wurden diese Untersuchungen mit Hilfe von Steinbruchsprengungen im deutschen Mittelgebirge (von zur MÜHLEN 1956) und im süddeutschen Raum (REICH 1957) fortgesetzt.

Um derartige Untersuchungen im größeren Umfang durchführen zu können, wurde von 1957 bis 1963 durch die Unterstützung der Deutschen Forschungsgemeinschaft ein Schwerpunktprogramm geschaffen, das die Erforschung des tieferen Untergrundes in Mitteleuropa zum Ziel hatte. Damit wurde die systematische Beobachtung aller größeren Sprengungen in Deutschland und den umliegenden Ländern ermöglicht. Ein zusammenfassender Bericht über die bisherigen Messungen und einige Ergebnisse der Auswertungen ist kürzlich erschienen (GERMAN RESEARCH GROUP 1964).

Die vorliegende Arbeit befaßt sich mit der Frage nach der Struktur der Erdkruste unter dem süddeutschen Molassebecken und längs eines Querprofiles durch die Ostalpen auf der Linie Garmisch-Partenkirchen - Ötztal - Bozen - Vicenza. Auch diese Arbeit ist ein Ergebnis des oben genannten Schwerpunktprogrammes der Deutschen Forschungsgemeinschaft, da vorwiegend das Beobachtungsmaterial verwendet wurde, das im Rahmen dieses Forschungsprogrammes unter Beteiligung anderer Institute der Geophysik gewonnen wurde.

Das Untersuchungsgebiet ist in Abb. 1 dargestellt. Drei Sprengpunkte standen zur Verfügung: Der Steinbruch Böhmischbruck liegt im Oberpfälzer Wald am nördlichen Rand des Untersuchungsgebietes, ein zweiter Steinbruch, Eschenlohe, liegt am nördlichen Alpenrand in der Nähe von Garmisch-Partenkirchen, und der dritte Sprengpunkt liegt im Lago Lagorai, einem kleinen See in den Südalpen innerhalb des Bozener Quarzporphyrs.

In die vorliegende Arbeit wurden auch die Ergebnisse einbezogen, die REICH et al. (1948) bei ihrer Auswertung der Beobachtungen der Haslach-Sprengung gefunden haben. Die Profile, die vom Alpenrand ins Alpenvorland

führen, wurden nur so weit ausgewertet, wie es zur Erfassung der Struktur der Erdkruste im Bereich der süddeutschen Molasse bis zur Donau notwendig gewesen ist.

2. ANLAGE DER MESSUNGEN

2.1 Alpenvorlandprofile.

Das Untersuchungsgebiet (Abb. 1) hat eine Nord-Süd-Erstreckung von rund 500 km und ist in Ost-West-Richtung etwa 300 km breit.

Der Sprengpunkt Eschenlohe liegt zwischen dem Alpenvorland und dem alpidischen Orogen über der Nordrandstörung der Ostalpen. Infolgedessen

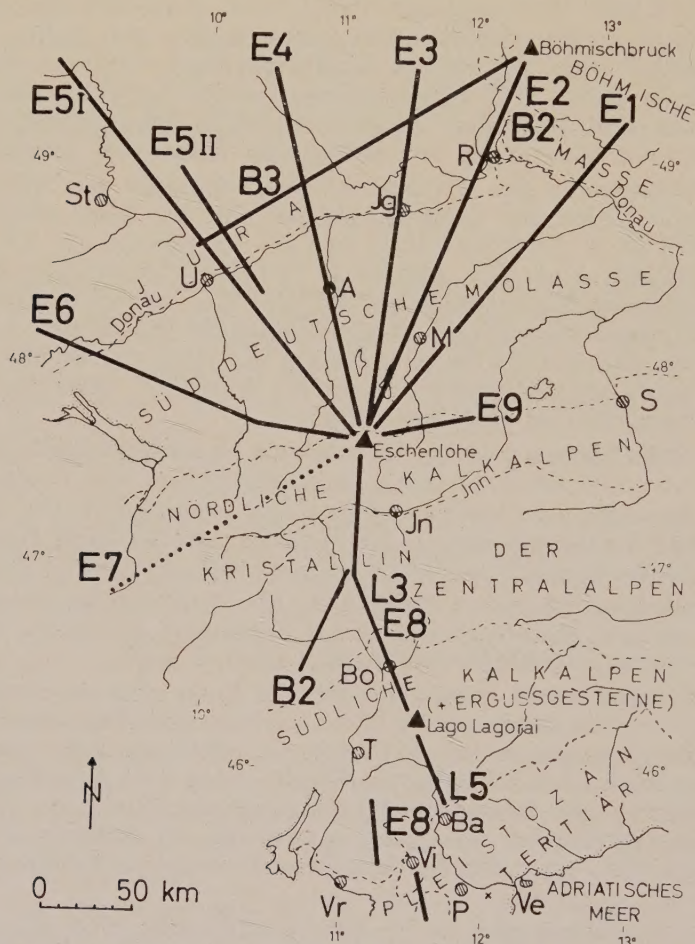


Abb. 1 - Übersichtskarte des Untersuchungsgebietes und Lage der Profile.

- | | |
|-----------------------|------------------------------------|
| ▲ Sprengpunkte | --- wichtigste geologische Grenzen |
| A Augsburg | S Salzburg |
| Ba Bassano del Grappa | St Stuttgart |
| Bo Bozen | T Trient |
| Jg Ingolstadt | U Ulm |
| Jn Innsbruck | Ve Venedig |
| M München | Vi Vicenza |
| P Padua | Vr Verona |
| R Regensburg | |

besteht zwischen dem Aufbau der Nord- und Süd­hälfte des Untersuchungsgebietes ein grundlegender Unterschied: Die nach Norden gerichteten Profile liegen über variskisch konsolidiertem Untergrund, den die alpidische Orogenese nur noch am Südrand erfaßt hat, während die Beobachtungsstationen südlich von Eschenlohe im Alpenorogen liegen.

Der Steinbruch Eschenlohe ist in der helvetischen Zone am Langen Kögel im Murnauer Moos angelegt. Die helvetische Kreide, die die tektonische Unterlage des Flysches bildet, taucht hier im Westen des Murnauer Mooses auf (ZEIL 1954).

Nördlich davon schließt sich die in diesem Raum etwa 15-20 km breite Zone der gefalteten Molasse an, in der die ersten Meßpunkte der ins Alpen-

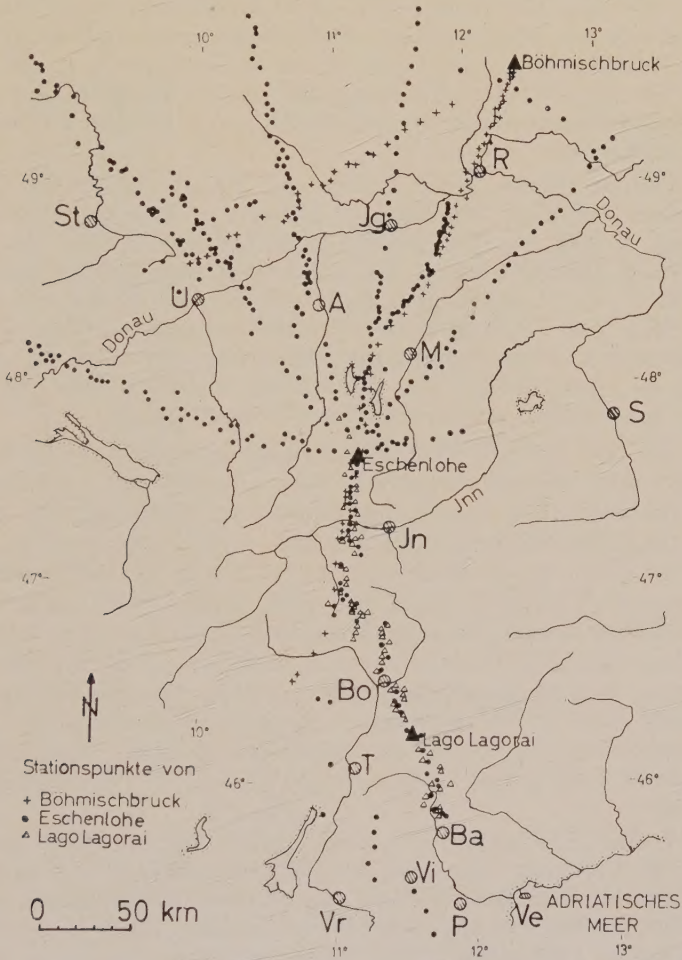


Abb. 2 - Lageplan der Stationspunkte.

- | | |
|-----------------------|------------------------------------|
| ▲ Sprengpunkte | --- wichtigste geologische Grenzen |
| A Augsburg | S Salzburg |
| Ba Bassano del Grappa | St Stuttgart |
| Bo Bozen | T Trient |
| Jg Ingolstadt | U Ulm |
| Jn Innsbruck | Ve Venedig |
| M München | Vi Vicenza |
| P Padua | Vr Verona |
| R Regensburg | |

vorland führenden Profile liegen. Es folgt die ungefaltete Molasse, die sich über 100 km bis zur Donau erstreckt. Östlich von Regensburg taucht das Altkristallin der Böhmisches Masse auf, und westlich von Regensburg stehen die Malmkalke des Juras an.

Die Abbildungen 1 und 2 zeigen die Lage der einzelnen Beobachtungspunkte und deren Anordnung zu Profilen bzw. Fächern. Der Steinbruch bei Böhmischesbruck liegt innerhalb der Böhmisches Masse in der moldanubischen Zone des variskisch konsolidierten Altkristallins (GIESE 1963b). Drei Profile wurden von hier aus angelegt, von denen zwei in die Auswertung einbezogen wurden: Das SSW-Profil (B2), über welches GIESE berichtet hat (1963b, 1963c) und für das er im Zusammenhang mit dem unten beschriebenen NNE-Profil von Eschenlohe (E2) eine detaillierte Auswertung vorbereitet, führt durch die Molasse nach Eschenlohe, quert das Wettersteingebirge und die Ötztaler Alpen und endet in der Ortler Gruppe in 360 km Entfernung vom Sprengpunkt. Das SW-Profil (B3) wurde auf dem Jura angelegt: Die letzten Beobachtungspunkte liegen nördlich von Ulm in 210 km Entfernung vom Schußpunkt.

Von Eschenlohe führen sechs Profile ins Alpenvorland: Das NE-Profil (E1) läuft östlich der Linie München - Landshut in Richtung auf Prag; die Beobachtungen reichen bis zur deutsch-tschechischen Grenze bei Lam im Bayerischen Wald. Das NNE-Profil (E2) führt über Regensburg und endet im Oberpfälzer Wald; es ist das Gegenschußprofil zu dem SSW-Profil von Böhmischesbruck (B2). Zur Ergänzung der Profilmessungen wurden sechs Beobachtungsstationen in einer Schußpunktentfernung von etwa 220 km angelegt, die sich zu einem Fächer um Eschenlohe zwischen NE- und N-Profil anordnen, der größtenteils auf variskischem Kristallin liegt.

Das N-Profil (E3) verläuft über Fürstenfeldbruck und Ingolstadt in Richtung Bayreuth und liegt ab Ingolstadt fast durchgehend im Bereich des Juras. Das NW-Profil (E4) kreuzt das Augsburgische Schwerehoch, quert den Jura am Ostrand des Nördlinger Rieses und verläuft weiter über Ansbach in Richtung auf einen Basaltsteinbruch bei Hilders in der Rhön. Hier finden ebenfalls Kammersprengungen statt, wodurch dieses Profil auch in Gegenrichtung beobachtet wurde. Da jedoch die bisher vorliegenden Registrierungen der Sprengungen bei Hilders keine Aufschlüsse über den Aufbau der Erdkruste unter dem Molassebecken geben, wurde das von Hilders aus beobachtete Profil nicht in die vorliegende Auswertung einbezogen. Eine ausführliche Bearbeitung dieses Gegenschußprofils Hilders - Eschenlohe wird von anderer Seite durchgeführt (vgl. auch FUCHS 1962, 1963, FUCHS & KAMINSKI 1964).

Das NW-Profil (E5) besteht aus zwei Teilen: Der westliche Profilizweig (E5I) führt über Ulm zum Odenwald, der östliche (E5II) über Günzburg zum Steinheimer Becken. Von diesem Profil aus wurden in Schußpunktentfernungen von 120 km und von 150 km zwei Fächer zwischen NNW (E4)- und WNW-Profil (E6) angelegt (MÜLLER et al. 1963). Sämtliche Stationen liegen auf Malmkalke des Juras.

Das WNW-Profil (E6) trägt auch den Beinamen «Haslach-Profil». Es wurde im Jahre 1958 angelegt und bildet das Gegenschußprofil zu dem Profil, das bei den Großsprengungen bei Haslach im Kristallin des Schwarzwaldes am 28.4.48 nach ESE in Richtung auf Garmisch-Partenkirchen beobachtet wurde (REICH et al. 1948). Die Profillinie verläuft zwischen Eschenlohe und Kempten im Bereich der gefalteten Molasse und quert den Jura zwischen Sigmaringen und Rottweil.

2.2 Alpenquerprofil (Garmisch-Partenkirchen - Vicenza).

Im Alpenorogen wurden von Eschenlohe aus drei Profile angelegt: Das WSW-Profil (E7) in Richtung auf die Westalpen zum Gotthardpaß wurde im Rahmen dieser Arbeit nicht bearbeitet, die Auswertung erfolgt von anderer Seite (vgl. STEIN & REPSOLD 1963) im Zusammenhang mit einem Gegen-schußprofil von Lago Bianco her, einem See südlich des Gotthardpasses, in welchem in den Jahren 1963 und 64 eine Reihe von Sprengungen abgetan wurde. Das E-Profil von Eschenlohe (E9) entstand im Jahre 1958 im Zusammenhang mit einer Sprengung im Arzbachtal bei Lenggries. Die Beobachtungen sind seither nicht ergänzt worden; die Auswertung des damals vorliegenden Materiales hat REICH (1960) vorgenommen und veröffentlicht.

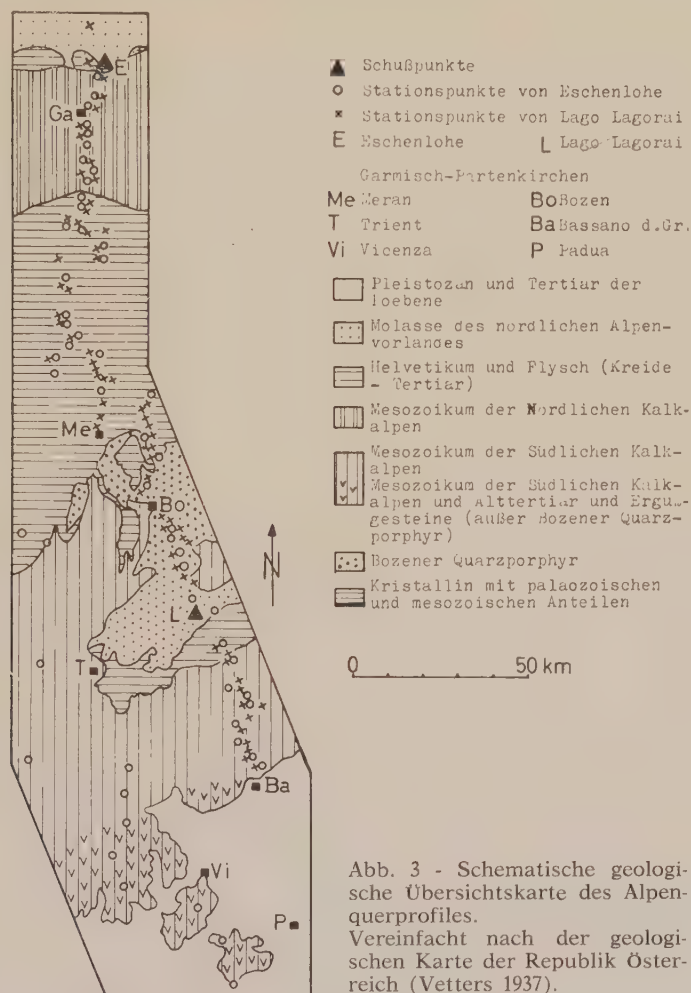


Abb. 3 - Schematische geologi-
sche Übersichtskarte des Alpen-
querprofils.
Vereinfacht nach der geologi-
schen Karte der Republik Öster-
reich (Vetters 1937).

Das dritte Profil (E8) verläuft südwärts senkrecht zum Generalstreichen der Ostalpen. In Abb. 3 ist die Lage der Beobachtungspunkte in einer schematischen geologischen Übersichtskarte dargestellt, die von A. HESS gezeichnet wurde. Der Anfangsteil des Profiles, das von Eschenlohe nach Süden führt

(E8), liegt in den Nördlichen Kalkalpen. Die Profillinie kreuzt bei Telfs den Inn und verläuft weiter in den Öztaler Gneisen.

In den Jahren 1961 und 62 ergab sich die Möglichkeit, im Lago Lagorai eine Reihe von größeren Sprengungen durchzuführen (CLOSS & MORELLI 1962). Der Lago Lagorai, ein kleiner See (1868m Höhe über NN), liegt in den Dolomiten innerhalb des Bozener Quarzporphyrs. Bei diesen Sprengungen wurden Profile nach Osten (L1), Nordosten (L2) und Westen (L4) beobachtet und auch ein N-Profil (L3) in Richtung auf Eschenlohe angelegt. Da vor den Untersuchungen im Lago Lagorai nur an vier Punkten des ursprünglichen S-Profiles von Eschenlohe (E8) zwischen Öztaler Alpen und Gardasee registriert worden war, wurden zunächst die folgenden Sprengungen auf dem Profilizweig zum Lago Lagorai und darüber hinaus bis Bassano del Grappa am Rande der Poebene beobachtet, so daß sich in den Öztaler Alpen am Timmelsjoch ein Profilknick ergibt.

Bei Meran kreuzt das Profil die Judikarienlinie, die die Zentralalpen von den Südalpen trennt, verläuft weiter im Bozener Quarzporphyr, quert südlich des Lago Lagorai das Kristallin der Cima d'Asta und die südlichen Kalkalpen und endet bei Bassano del Grappa am Südrand der Alpen. Wegen der Bodenunruhe in den lockeren Sedimenten der Poebene war eine Verlängerung des Profiles nach SSE nicht möglich. Im Jahre 1963 wurde jedoch eine Profilverlängerung durch Versetzung des Profiles (E8) um 50 km nach Westen auf das Plateau von Verona (M. RICHTER 1962) erreicht. Hier - nördlich der Linie Verona-Vicenza - reichen die Vicentinischen Alpen, von basischen Ergüssen durchsetzt, weit nach Süden. Südlich von Vicenza schließen sich an diesen Teil der Alpen die Monti Bérici an, an die wiederum etwas nach Osten verschoben - südwestlich von Padua - die Colli Euganei angrenzen, ein tertiäres Gebirge vulkanischen Ursprungs, wo die Seismographen auf anstehendem, festem Gestein aufgestellt werden konnten. Somit konnte das Profil um 50 km bis zu einer Schußpunktentfernung von 270 km verlängert werden.

Das Gegenschußprofil von Lago Lagorai (L3) reicht über Eschenlohe hinaus bis in die gefaltete Molasse Oberbayerns; es endet am Staffelsee westlich von Murnau. Außerdem wurde bei einigen kleineren Sprengungen im Lago Lagorai ein kurzes S-Profil (L5) in Richtung auf Bassano del Grappa angelegt.

2.3 Allgemeines.

Zu den Sprengungen bei Eschenlohe wurden Ladungen von 6 to bis 19.5 to Sprengstoff verwendet. Trotz der relativ großen Ladungen sind energetisch bei Eschenlohe die Abstrahlungsbedingungen recht ungünstig. Die Ursache ist in der besonderen geologischen Lage des Steinbruches zu suchen.

Weitaus günstigere Verhältnisse finden sich bei den Sprengungen im Steinbruch bei Böhmischbruck. Obwohl hier nur Ladungen von 3.6 to bis 6.8 to abgetan wurden, konnten die hierdurch angeregten Wellen bis zu Entfernungen von 300 km in den Öztaler Alpen noch gut registriert werden.

Im Lago Lagorai wurden Sprengungen mit 0.04 to bis 5.5 to Ladung abgetan. Die abgestrahlte Energie konnte auch hier bis zu Entfernungen von 300 km gut beobachtet werden.

Wie Abb. 2 zeigt, ist der Stationsabstand auf den einzelnen Profilen unterschiedlich; je nach dem Stand der Auswertung wurden mehr oder weniger zahlreiche Ergänzungsmessungen vorgenommen. Das Profil E2, das von Eschenlohe nach Böhmischbruck führt, bildet in seiner gesamten Anlage eine

Ausnahme: Es wurde von vornherein so eng vermessen, daß im Mittel der Punktabstand der Seismographen 1 km nicht übersteigt. Tab. 1 gibt für jedes Profil eine Übersicht über Profillänge, Anzahl der Stationen und durchschnittlichen Stationsabstand.

Es sei an dieser Stelle eine kurze Bemerkung über den finanziellen Aufwand eingeschoben: Rechnet man pro Meßstation mit einem Unkostenbetrag von rund 300 DM, so ergibt sich bei den rund 500 Stationen eine Summe von etwa 150.000 DM.

Bei der Durchführung der Messungen waren nahezu alle geophysikalischen Institutionen in Deutschland und auch einige ausländische Institute beteiligt. Dabei verwendeten die einzelnen Institute unterschiedliche Apparaturen, die teils im Eigenbau, teils von der Industrie hergestellt worden sind. Das Maximum der Empfindlichkeit liegt im allgemeinen im Frequenzbereich zwischen 2 und 20 Hz. Eine ausführliche Beschreibung der Instrumente würde hier zu weit führen. Soweit die verwendeten Apparaturen bei den Alpenmessungen 1961 zum Einsatz gekommen sind, wurden sie bei BEHNKE et al. (1962) beschrieben.

Tab. 1 - Daten der Profile

Schusspunkt	Profil	Profil- richtung	Profil- länge (km)	Anzahl der Stationen	Durchschnittli- cher Messpunkt- abstand (km)
Eschenlohe	E 1	NE	225	38	5 -- 6
»	E 2	NNE	150	31*	1
»	E 3	N	300	49	5 -- 6
»	E 4	NNW	330	62	4 -- 5
»	E 5 I	NW	290	54	4 -- 5
»	E 6	WNW	245	54	4 -- 5
»	E 8	S	270	53	5
»	E 9	E	30	12	2 -- 3
Böhmischbruck	B 2	SSW	365	61	5 -- 6
»	B 3	SW	210	27	7
Lago Lagorai	L 3	N	180	61	3
»	L 5	S	50	13	3

(*) mit je 2-3 Messpunkten

Da die Sprengungen in möglichst großem Umfang beobachtet werden sollten, ließ es sich nicht vermeiden, daß die Stationen der einzelnen Profile mit zum Teil sehr unterschiedlichen Geräten besetzt wurden. Nur zwei Profile konnten im Laufe der Zeit mit einheitlichem Instrumententyp durch das Institut für Angewandte Geophysik der Universität München und das Osservatorio Geofisico Sperimentale Trieste besetzt werden: das S-Profil von Eschenlohe (E8) und das noch nicht abgeschlossene NNE-Profil (E2). Es wurde dabei eine elektrische, verstärkerlose Apparatur, bestehend aus Seismographen nach BERCKHEMER (FS 60) bzw. Geophonen der Firma Hall Sears, Houston, USA, mit Galvanometern der Firma Kipp & Zonen in Delft, Niederlande, Typ A 82, verwendet. Das Maximum der Empfindlichkeit des gesamten Systems liegt im Frequenzbereich von 5-7 Hz (vgl. auch BEHNKE et al. 1962, S. 115).

3. GANG DER AUSWERTUNG

Zur Festlegung der geographischen Lage der Meßpunkte standen innerhalb Deutschlands und Italiens Meßtischblätter im Maßstab 1 : 25.000 zur Verfügung. Diese enthalten neben den geographischen Koordinaten λ und φ in Deutschland Gauß-Krüger-Koordinaten und in Italien zum größten Teil UTM-Koordinaten. Für die Meßpunkte innerhalb Österreichs wurden Blätter im Maßstab 1 : 50 000 und 1 : 100 000 verwendet, die nur geographische Koordinaten enthalten. Somit konnte die Entfernungsberechnung in den meisten Fällen auf der Grundlage eines ebenen rechtwinkligen Gitternetzes vorgenommen werden. Zur Berechnung von Entfernungen zwischen Punkten, die in benachbarten Gauß-Krüger-Meridianstreifen liegen, bzw. zwischen Punkten in Deutschland einerseits und in Italien andererseits wurden die Koordinaten der Schußpunkte in das jeweilige Koordinatensystem der Stationspunkte transformiert (JORDAN 1960; UTM-Grid-Tables). Zur Entfernungsberechnung von Punkten, für die nur geographische Koordinaten vorliegen, wurden entweder die Formeln von WIECHERT (1924) oder eine Methode von C. F. RICHTER (1958) verwendet. Bei Berechnungen nach WIECHERT kann bei einer Entfernung von 660 km in 55° Breite ein Fehler bis zu 0.7 km entstehen; RICHTER gibt bis zu 500 km Entfernung einen Fehler von 0.1 km an.

Zur Erleichterung der Auswertearbeit wurden sämtliche Seismogramme auf eine einheitliche Filmgeschwindigkeit von 2 cm/sec umgezeichnet. Für die Registrierungen der sechs Alpenvorlandprofile ließ sich die Normierung photographisch erreichen; die Seismogramme des Alpenquerprofiles (E8 und L3) wurden von Herrn G. BALL im Institut de Physique du Globe in Strasbourg unter Aufsicht von Herrn E. PETERSCHMITT mit einem umgebauten Affinographen normiert. Mit Hilfe dieses Gerätes ließ sich bei Filmen mit sehr großen Schwingungsweiten zusätzlich eine Amplitudenverkleinerung vornehmen.

Es hat sich gezeigt, daß es zur Korrelation zweckmäßig ist, die normierten Seismogramme entsprechend ihren Entfernungen vom Schußpunkt derart untereinander zu legen, daß die interessierenden Wellengruppen ungefähr parallel zur Entfernungssachse liegen. Dies erreicht man durch Einführung der sog. reduzierten Laufzeiten an Stelle der normalen Laufzeiten (REICH et al 1948; FÖRTSCH 1951). Diese reduzierten Zeiten erhält man, indem man von der normalen Laufzeit T einen Betrag Δ/v_r abzieht, wobei Δ die Schußpunktentfernung und v_r die sog. Reduktionsgeschwindigkeit bedeuten.

Als Reduktionsgeschwindigkeit wurde 6.0 km/sec gewählt, da die Geschwindigkeiten der im Anfang der Seismogramme auftretenden Wellengruppen etwa 6 km/sec betragen. Die Seismogramm-Montage jedes Profiles ist in den Abb. 4-14 wiedergegeben.

Zur Bestimmung der Tiefenlage und des Verlaufes der Grenzflächen längs der Profile wurde das Wellenfrontverfahren angewendet, welches erlaubt, ohne Verwendung von intercept times oder von Knickpunkten im Laufzeitdiagramm den Horizont punktweise zu konstruieren. GIESE (1963a) ergänzte diese Verfahren und zeigte, daß es unter Einführung einiger Annahmen auch dann Anwendung finden kann, wenn nur Beobachtungen in einer Richtung, ohne Gegenschuß, vorliegen. Eine kurze Beschreibung des Wellenfrontverfahrens erfolgt in Anhang A.

Zur Bestimmung der Tiefe und des Verlaufes der Mohorovičić-Diskontinuität im Bereich der im Bayerischen Wald und auf dem Jura gelegenen Fächer wurde die RRRE-Methode (*réstitution par rotation du rayon émer-*

gent) nach FUCHS et al. (1963; GROUPE D'ETUDES 1963) benutzt. Diese Methode setzt voraus, daß die Tiefe des betreffenden Horizontes unter dem Schußpunkt bekannt ist.

4. BESCHREIBUNG DER LAUFZEITKURVEN

4.1 Alpenvorlandprofile.

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit werden nur Longitudinalwellen betrachtet, deren Laufzeitkurven für jedes Profil im folgenden beschrieben werden sollen. Dabei wurden die Profile, die von Eschenlohe ins Alpenvorland führen, nur so weit ausgewertet, wie es zur Untersuchung der Erdkruste unter dem süddeutschen Molassebecken und den nördlich angrenzenden Randgebieten des Bayerischen Waldes und des Juras notwendig war.

Die zu Beginn erwähnte Aufteilung des Untersuchungsgebietes in zwei Bereiche mit unterschiedlicher geologischer Entwicklung kommt bereits beim Studium der Laufzeitkurven deutlich zum Ausdruck. Die Schwingungsbilder der Seismogramme, die im Alpenvorland im gleichen Abstand vom Schußpunkt, aber auf verschiedenen Profilen, aufgenommen wurden, ähneln sich weitgehend. Hingegen zeigen Seismogramme, die in den Alpen bei entsprechender Entfernung registriert wurden, ganz andere Schwingungsbilder. Zunächst mögen die Laufzeitkurven der Profile besprochen werden, die von Eschenlohe aus ins Alpenvorland führen (Tab. 2 und Abb. 4-10).

Die weitgehende Übereinstimmung der registrierten Schwingungsbilder bei Stationen in gleicher Entfernung vom Schußpunkt innerhalb des Alpenvorlandes ermöglichte es, für die einzelnen Profile jeweils nahezu die gleiche Anzahl von Laufzeitkurven zu zeichnen; sie wurden Wellen zugeordnet, welche das Alpenvorland in vergleichbaren Tiefen durchlaufen haben. Die einander entsprechenden Laufzeitkurven ebenso wie die Wellen, denen sie zugeordnet werden, sollen im folgenden mit großen Buchstaben gekennzeichnet und der Übersichtlichkeit halber kurz als « Laufzeitkurve A » bzw. « Welle A » usw. bezeichnet werden. Desgleichen soll im folgenden für den Begriff « Entfernung vom Schußpunkt » das Symbol Δ verwendet werden. In Tab. 2 sind die mittleren Geschwindigkeiten aufgeführt, die sich aus den in Abb. 4-14 eingezeichneten Laufzeitkurven ergeben.

Tab. 2 - Scheingeschwindigkeiten (in km/sec) im Alpenvorland (Longitudinalwellen)

Profil	Richtung	Welle					
		A ₀	A	B	C	D	E
E 1	NE	4.6	6.1	6.5	6.5	8.35	8.4
E 2	NNE	—	6.1	6.5	6.5	8.7	
E 3	N	4.5	6.1	6.3	6.8	8.6	
E 4	NNW	4.7	6.0	6.9	6.5	8.6	
E 5 I	NW	—	6.05	—	6.6	8.45	
E 5 II	NW	—	6.05	—	6.6	8.45	
E 6	WNW	—	6.0	6.5	6.5	8.45	
Haslach*	ESE	—	6.0	—	6.4-6.5	8.2	
B 2	SSW				6.4	8.2	
B 3	SW					8.25	

(*) nach REICH et al. (1948)

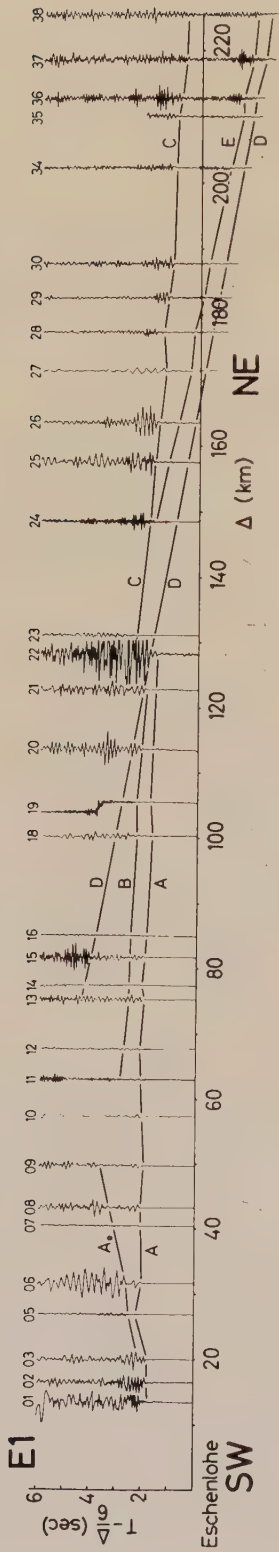


Abb. 4

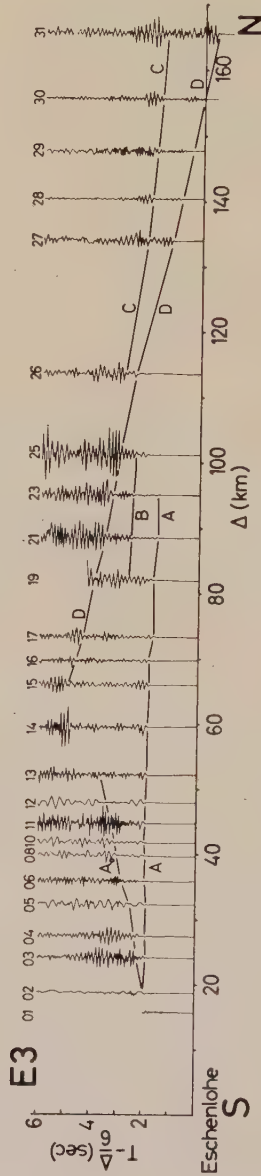


Abb. 5

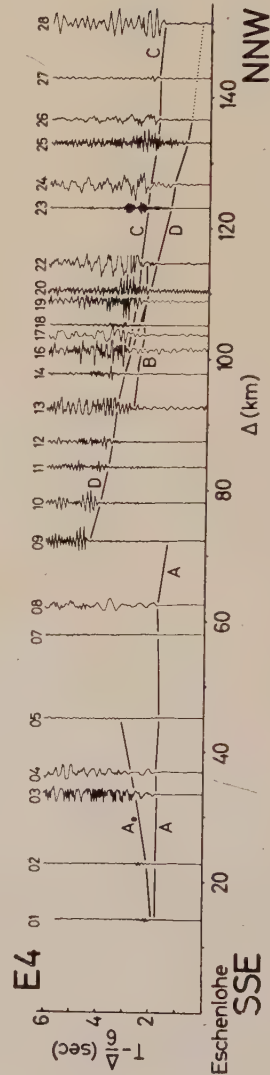


Abb. 6

Abb. 4-6 - Seismogramm-Mon-
tagen

Oben: Profil E 1

Mitte: Profil E 3

Unten: Profil E 4

Zeichenerklärung:

Δ Schusspunktentfernung

$T - \frac{\Delta}{V}$ reduzierte Laufzeit

A, A₀, A, ..., E Bezeichnung der
Laufzeitkurven nach Tab. 2.

Die Ersteinsätze bis zu Schußpunktentfernungen von 80-100 km (Laufzeitkurven A) wurden einer Welle A zugeordnet, deren Scheingeschwindigkeit 6.0-6.1 km/sec beträgt. Da hierüber bereits an anderer Stelle (PRODEHL 1964) ausführlich berichtet wurde, soll hier nicht mehr näher darauf eingegangen werden. Daß diese Welle ab $\Delta = 80-100$ km nicht mehr weiter verfolgt werden kann, konnte auch bei den damals noch nicht beschriebenen Profilen E2 und E5 bestätigt werden. Bei Profil E2 bricht die Laufzeitkurve A bei $\Delta = 95$ km ab, während bei Profil E5 nur bis $\Delta = 65$ km Aussagen über die Welle A möglich sind, da hier eine Beobachtungslücke von 20 km Breite vorliegt und der Ersteinsatz der nächsten Station bei $\Delta = 87$ km sich nicht mehr der Welle A zuordnen läßt.

Auf einigen Profilen ergibt sich aus späteren Einsätzen zwischen $\Delta = 30$ und 55 km eine Wellengruppe A₀, die sich durch große Amplituden und niedrige Geschwindigkeiten von 4.5-4.7 km/sec auszeichnet. Auch hierüber wurde bereits berichtet (PRODEHL 1964).

Etwa ab $\Delta = 60$ km läßt sich aus späteren Einsätzen eine Laufzeitkurve B gewinnen, der Scheingeschwindigkeiten von 6.3-6.9 km/sec entsprechen. In diese Kurve passen sich zum Teil die Ersteinsätze der Seismogramme im Entfernungsbereich zwischen $\Delta = 80$ und 120 km ein, die nicht mehr der Welle A zugeordnet werden dürfen. Die Welle B läßt sich besonders weit auf den Profilen E1, E2 und E6 mit einer Scheingeschwindigkeit von 6.5 km/sec beobachten. Auf dem Profil E5 hingegen kann sie infolge der erwähnten Beobachtungslücke im Entfernungsbereich von 65-85 km nicht nachgewiesen werden, wenn auch einige Einsätze auf das Vorhandensein dieser Welle hinweisen. Auf den Profilen E3 und E4 ist diese Laufzeitkurve B nur über kurze Strecken von 20 km erkennbar, dabei ergeben sich Scheingeschwindigkeiten von 6.3 und 6.9 km/sec.

Ab $\Delta = 100-120$ km ordnen sich die Ersteinsätze auf Laufzeitkurven (D) an, denen Scheingeschwindigkeiten von 8.35-8.7 km/sec entsprechen. Diese Welle D läßt sich bereits bei schußpunktnäheren Stationen, etwa ab $\Delta = 60-80$ km, in späteren Einsätzen beobachten. Die größten Amplituden sind bei $\Delta = 80-100$ km registriert worden, abgesehen vom NE-Profil (E1), wo die größten Amplituden erst bei $\Delta = 120-140$ km erreicht werden. Mit zunehmender Entfernung werden die Einsätze dieser Welle immer unschärfer, und ihre Amplituden nehmen ab, wobei die Einsätze zum Teil sogar ganz verschwinden: So ist diese Welle auf dem Profil E1 zwischen $\Delta = 140$ und 180 km nicht erkennbar, erst ab $\Delta = 180$ km, wo die Stationen auf kristallinem Untergrund liegen, sind die Ersteinsätze wieder deutlich und lassen sich mit den oben beschriebenen Einsätzen bis $\Delta = 140$ km korrelieren. Auch im westlichen Teil des Untersuchungsgebietes verschwinden von einer gewissen Schußpunktentfernung ab die Einsätze, die der Welle D mit einer Scheingeschwindigkeit zwischen 8.2 und 8.45 km/sec zuzuordnen sind: Auf dem östlichen Zweig des NW-Profiles (E5II) läßt sich die Welle D ab $\Delta = 160$ km nicht mehr erkennen, auf dem westlichen Zweig (E5I) bereits ab $\Delta = 140$ km, und auf dem WNW-Profil (E6) verschwinden die diesbezüglichen Einsätze bei $\Delta = 150$ km. Bei den beiden soeben erwähnten Profilen E5I und E6 scheint die Welle D jedoch — wie bei Profil E1 im Bayerischen Wald — bei den entferntesten Stationen im Odenwald bzw. im Schwarzwald wieder aufzutreten, doch liegen diese Stationen weit außerhalb des Untersuchungsgebietes. Auch dürfte eine Korrelation über Beobachtungslücken von 90 km sehr problematisch sein. Die Erscheinung, daß die soeben beschriebenen Einsätze von einer gewissen Entfernung vom Schußpunkt an auf einigen Profilen nicht mehr zu erkennen sind, zeigt sich auch bei einer vergleichenden Be-

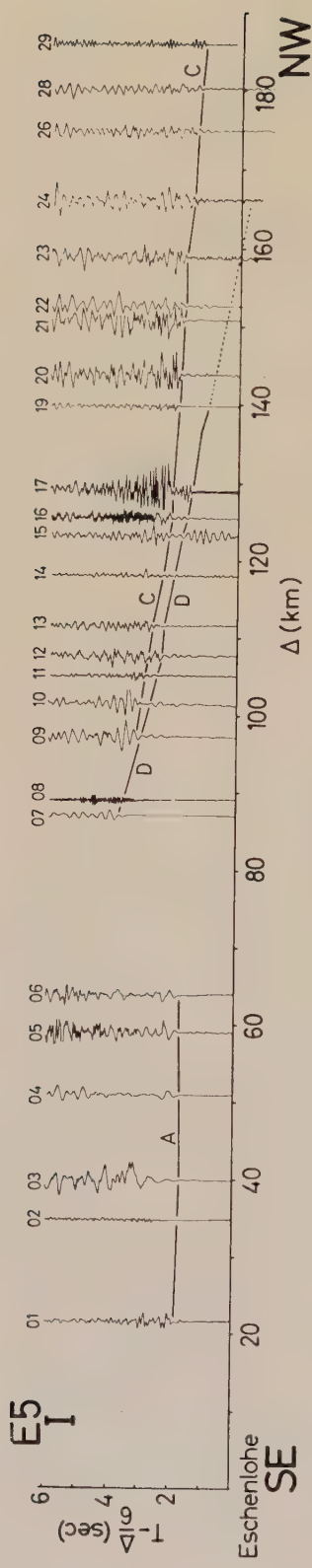


Abb. 7

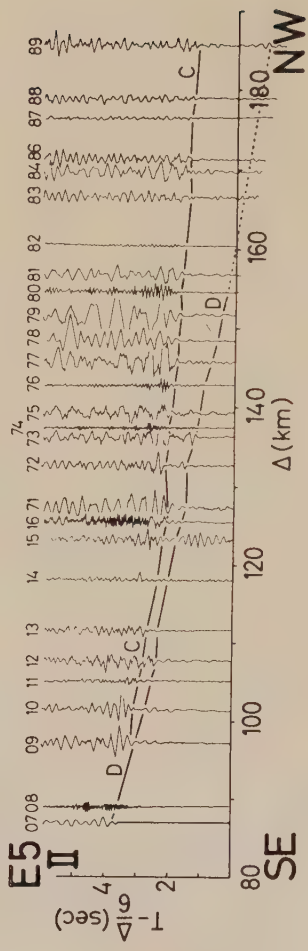


Abb. 8

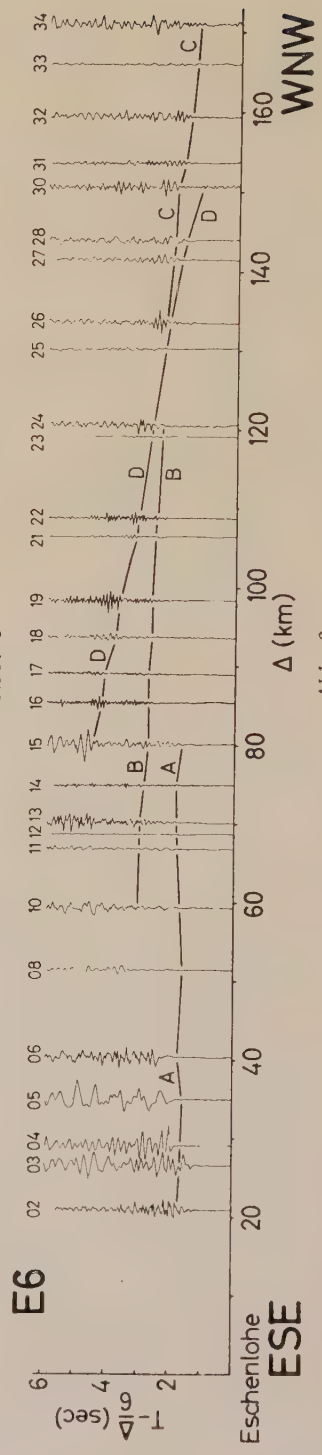


Abb. 9

Abb. 7-9 - Seismogramm-Mon-
tagen
Oben: Profil E 5 I
Mitte: Profil E 5 II
Unten: Profil E 6
Zeichenerklärung wie in Abb. 4
6.

trachtung der Seismogramme der Stationen des Fächers bei $\Delta = 150$ km zwischen den Profilen E4 - E5 - E6: Bei den im Osten liegenden Stationen sind die diesbezüglichen Einsätze noch gut von durch die Bodenunruhe verursachten Schwingungen zu unterscheiden, während bei den im Westen gelegenen Stationen die Welle C den sichtbaren Ersteinsatz erzeugt.

Von dem Entfernungsbereich ab, in welchem die oben erwähnte Welle D durch große Amplituden hervortritt, also ab $\Delta = 80 - 100$ km, hebt sich eine zweite Welle C im Schwingungsbild der Seismogramme heraus, wie in den Seismogramm-Montagen deutlich zu sehen ist. Diese Welle C, deren Einsätze sich durch große Amplituden auszeichnen, folgt der Welle D, welche die Ersteinsätze erzeugt. Die sich hieraus ergebenden Laufzeitkurven zeigen im Gegensatz zu den bisher gefundenen in ihrem Anfangsteil eine mehr oder weniger starke Krümmung und nähern sich erst mit zunehmender Entfernung — ab $\Delta = 130 - 160$ km — Geraden an, aus denen sich mittlere Durchschnittsgeschwindigkeiten von $6.4 - 6.8$ km/sec ablesen lassen. Leider konnte diese gekrümmte Laufzeitkurve auf keinem Profil in ihren vollen Einzelheiten erfaßt werden, da gerade in dem entsprechenden Entfernungsbereich alle von Eschenlohe ausgehenden Profile die Donauniederung bzw. Gebiete der Molasse mit besonders starker Bodenunruhe queren, so daß hier nur wenige brauchbare Seismogramme zur Verfügung stehen.

Außer den bisher beschriebenen Laufzeitkurven konnten in dem hier interessierenden Bereich der angeführten Profile keine weiteren Kurven gefunden werden — bis auf eine Ausnahme: Auf dem Profil E1 (Abb. 4) ordnen sich in dem Bereich zwischen $\Delta = 140$ und 180 km, in welchem der Welle D keine Einsätze zugeschrieben werden konnten, die zeitlich später liegenden

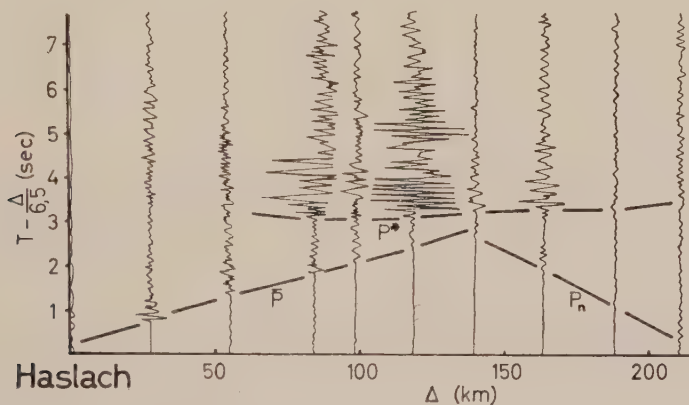


Abb. 10 - Seismogramm-Montage des ESE-Profiles der Sprengung bei Haslach 1948 (nach Reich, Schulze, Förtsch 1948, Abb. 3, S. 89).

Ersteinsätze zu einer Laufzeitkurve E an, der eine Geschwindigkeit von 8.4 km/sec entspricht. Die Welle E, welche diese Ersteinsätze erzeugt, läßt sich in den Seismogrammen der Stationen im Bayerischen Wald zwanglos in Zweiteinsätzen weiter verfolgen. Sie folgt hier der Welle D mit etwas größeren Amplituden in einem Zeitintervall von etwa einer halben Sekunde.

Die Laufzeitkurven des Profiles von Böhmischbruck nach Eschenlohe (B2) sollen hier nicht im einzelnen beschrieben werden. Das Profil wurde von P. GIESE (1963b, c) ausgewertet, der mir die Ergebnisse seiner Laufzeit-

bestimmungen zur Verfügung stellte. Die Geschwindigkeiten der verwendeten Laufzeitkurven (C und D) sind in Tab. 2 aufgeführt.

Das längs des Juras verlaufende SW-Profil von Böhmischbruck (B3) wurde lediglich zur Untersuchung der Welle D herangezogen, deren Einsätze gut sichtbar und ab $\Delta = 150$ km Ersteinsätze sind. Die Geschwindigkeit, die sich aus der Neigung ihrer Laufzeitkurve ergibt, beträgt 8.2-8.3 km/sec. Die Welle C konnte nicht eindeutig festgelegt werden, da die Vermessung des Profiles noch nicht abgeschlossen ist und daher stellenweise noch große Beobachtungslücken vorhanden sind.

In die vorliegende Arbeit wurden auch die Ergebnisse einbezogen, welche REICH et al. (1948) über die Auswertung der Registrierungen der eingangs erwähnten Großsprengungen bei Haslach veröffentlicht haben. Die bei REICH et al. abgebildete Seismogramm-Montage der Registrierungen längs eines Profiles in ESE-Richtung (REICH et al. 1948, Abb. 3, S. 89) ist hier nochmals in Abb. 10 wiedergegeben. Es ergibt sich das gleiche Erscheinungsbild wie bei den Seismogramm-Montagen der Profile, die von Eschenlohe ausgehen: Im ersten Teil des Profiles werden die Ersteinsätze der Welle A ($= \bar{P}$) zugeordnet (Geschwindigkeit: 6.0 km/sec), die Ersteinsätze der Seismogramme im zweiten Teil des Profiles ergeben eine Geschwindigkeit von 8.2-8.3 km/sec (Welle D $= P_n$), die großen Amplituden der Seismogramme in mittlerer Entfernung schließlich gehören der Welle C ($= P^*$) an, für die sich eine Scheingeschwindigkeit von 6.4-6.5 km/sec ergibt.

4.2 Alpenquerprofil (Garmisch-Partenkirchen - Vicenza).

Anders als im Alpenvorland sieht das Laufzeitkurvenbild der Alpenprofile aus (Tab. 3 und Abb. 11-12). Dieser Arbeit liegt ein Profil mit Schuß und Gegenschuß zugrunde: das Profil E8, welches von Eschenlohe aus nach Süden in Richtung Lago Lagorai und darüber hinaus, und das Profil L3, das von Lago Lagorai aus nach Norden in Richtung Eschenlohe führt. Im folgenden möge das Profil E8 auch S-Profil von Eschenlohe und das Profil L3 auch N-Profil von Lago Lagorai genannt werden.

Bei dem S-Profil von Eschenlohe (Abb. 11) ordnen sich die Ersteinsätze bis $\Delta = 50$ km auf einer Laufzeitgeraden F an, deren Neigung einer Geschwindigkeit von 6.0 km/sec entspricht. Es folgt in deutlichen Einsätzen mit großer Amplitude eine zweite Welle G mit einer Scheingeschwindigkeit um 7 km/sec (vgl. auch PRODEHL 1964). Diese Welle ist mit Sicherheit bis zum Inntal verfolgbar. An diese Laufzeitkurve G schließt sich zwanglos die Laufzeitkurve H an, die sich aus späteren Einsätzen der Stationen in den Zentralalpen zwischen $\Delta = 40$ und 80 km ergibt und der eine Geschwindigkeit

Tab. 3 - Scheingeschwindigkeiten in den Alpen.

Profil	Richtung	Welle						
		F	G	H	J	K	L	M
E 8	S	6.0	7.0	5.8	6.4	6.4	6.85	8.2-8.3
L 3	N	5.0	5.9-6.0	5.8	6.35	6.5	7.75	7.9 für $\Delta < 150$ km 9.7 für $\Delta > 150$ km
L 5	S	6.2	(6.2)	—	—	—	—	—
B 2	SSW	—	—	—	—	—	—	8.2 für $\Delta < 265$ km 7.4 für $\Delta > 265$ km

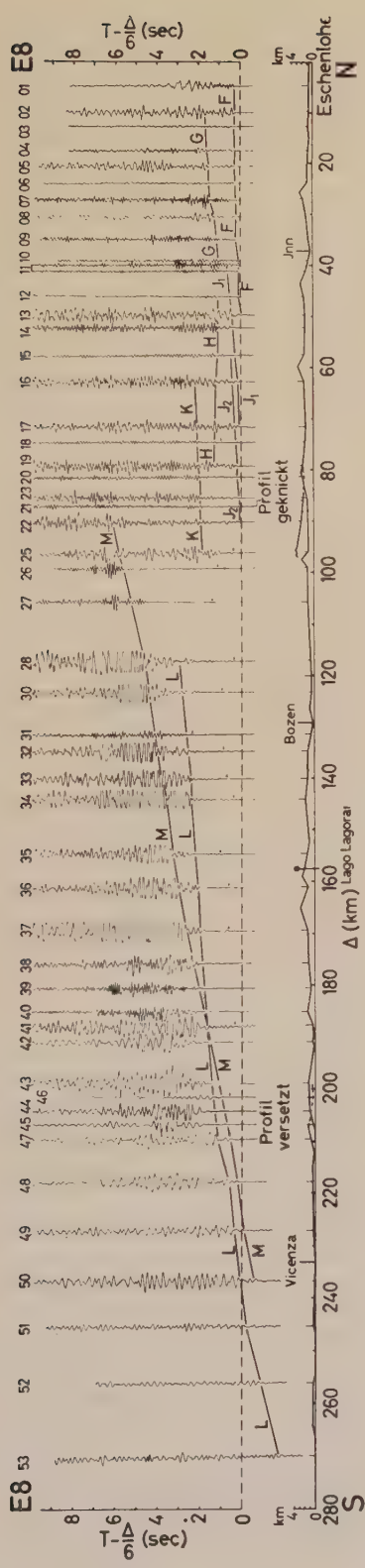


Abb. 11

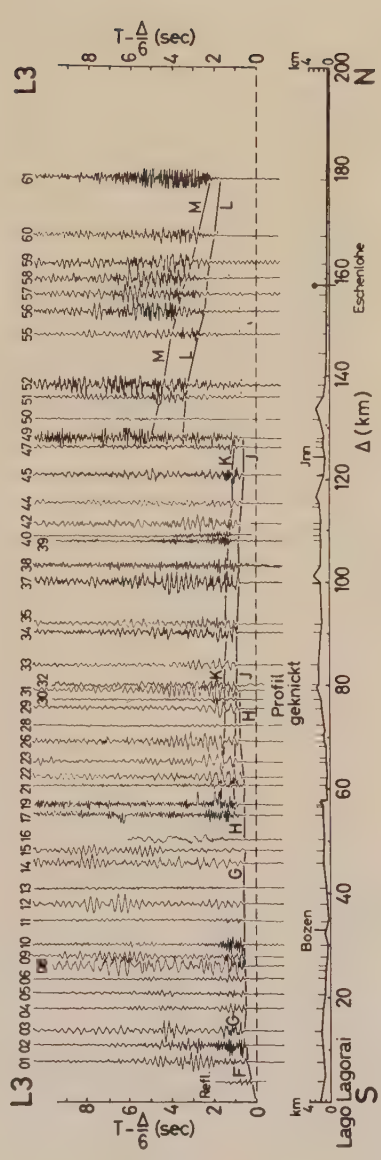


Abb. 12

Zeichenerklärung:

- $\frac{T-\Delta}{\sigma}$ reduzierte Laufzeit
- F — M Bezeichnung der Laufzeitkurven nach Tab. 3
- Δ Schusspunktentfernung

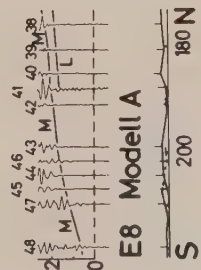


Abb. 13

Abb. 11 - 13 - Seismogramm-Montagen
 Oben: Profil E 8 (zu Modell B)
 Unten rechts: Profil L 3
 Unten links: Ausschnitt von Profil E 8 (zu Modell A) von 170 bis 220 km.

um 5.8 km/sec entspricht. Beide Laufzeitkurven gehören möglicherweise ein und derselben Welle an. Die Ersteinsätze zwischen $\Delta = 40$ und 90 km ergeben zwei getrennte Laufzeitkurven und müssen verschiedenen Wellengruppen zugerechnet werden. Die jeweilige Geschwindigkeit beträgt 6.4 km/sec. Die erste Gruppe (J_1) läßt sich bis $\Delta = 80$ km in Ersteinsätzen verfolgen, während die zweite (J_2) bereits ab $\Delta = 60$ km, hier jedoch in späteren Einsätzen, erkennbar ist.

Auf dem Gegenschußprofil, dem N-Profil von Lago Lagorai (L3) (Abb. 12), scheint es zunächst, als seien bis zu einer Schußpunktentfernung $\Delta = 150$ km die Ersteinsätze einer einzigen Welle mit einer Geschwindigkeit um 6.0 km/sec zuzuordnen. Eine genauere Betrachtung der Seismogramm-Montage zeigt jedoch, daß die Phasenkorrelation eine Auflösung in die oben genannten Einzelwellen G, H und J verlangt. Allerdings ist nicht mit voller Sicherheit zu entscheiden, bei welcher Station die eine Welle ausläuft und die nächste beginnt.

Der erste Zweig dieser Einsatzfolge beginnt bei $\Delta = 14$ km, während die Ersteinsätze der ersten beiden Stationen bei $\Delta = 6$ und 10 km einer Welle F mit einer Geschwindigkeit um 5.0 km/sec angehören (BEHNKE et al. 1962). Die Geschwindigkeit der Welle G beträgt etwa 5.9 km/sec. Möglicherweise besteht auch dieser einheitlich erscheinende Laufzeitast G aus zwei Teilen, wobei der erste von Station Nr. 3 bis 9 und der zweite von Nr. 10 bis 18 reichen würde, analog den Verhältnissen auf dem E-Profil, das von Lago Lagorai nach Osten führt, wo nach $\Delta = 30$ km eindeutig ein neuer Laufzeitast beginnt (GIESE 1963c). Für das hier betrachtete N-Profil kann jedoch an Hand des vorliegenden Beobachtungsmateriales diese Frage nicht entschieden werden.

Etwa ab $\Delta = 55$ km beginnt der zweite Laufzeitast H. Für ihn ergibt sich die relativ niedrige Geschwindigkeit von 5.8 km/sec. Dieser Ast wird etwa bei $\Delta = 80$ km vom dritten Laufzeitast J abgelöst. Der letztgenannte läßt sich bis $\Delta = 120$ km verfolgen und ist offensichtlich dem gleichen Tiefenbereich zuzuschreiben wie die sich aus den Ersteinsätzen zwischen $\Delta = 40$ -90 km ergebende Welle J des S-Profiles von Eschenlohe. Die Geschwindigkeit dieser Welle beträgt 6.35 km/sec.

Die Zuordnung der Ersteinsätze der folgenden Stationen von $\Delta = 120$ bis 150 km (Nr. 56) bereitet Schwierigkeiten ebenso wie die Zuordnung der Ersteinsätze der Stationen des S-Profiles von Eschenlohe zwischen $\Delta = 95$ und 200 km. In diesem Entfernungsbereich läßt sich keine Korrelation der Einsätze mehr durchführen. Diese nicht einzuordnenden, sporadischen Einsätze verschwinden auf dem N-Profil von Lago Lagorai ab $\Delta = 155$ km und auf dem S-Profil von Eschenlohe ab $\Delta = 170$ km.

Von $\Delta = 60$ -100 km auf dem S-Profil von Eschenlohe und von $\Delta = 55$ -130 km auf dem N-Profil von Lago Lagorai läßt sich aus späteren Einsätzen eine Wellengruppe K mit einer Geschwindigkeit von 6.4 bzw. 6.5 km/sec erkennen.

Das Schwingungsbild in den Seismogrammen zwischen $\Delta = 120$ und 190 km wird bei beiden Alpenprofilen von zwei Wellengruppen L und M beherrscht, die jeweils mit deutlichen Einsätzen und zum Teil sehr großen Amplituden in Erscheinung treten. Der Gruppe L entspricht in Nord-Süd-Richtung (Profil E8) eine Scheingeschwindigkeit von 6.85 km/sec und in Süd-Nord-Richtung (Profil L3) von 7.75 km/sec. Die zweite Wellengruppe M dagegen besitzt Scheingeschwindigkeiten von 8.2 km/sec auf dem Profil E8 bzw. 7.9 km/sec bis $\Delta = 150$ km und 9.7 km/sec auf dem Profil L3 bis zum Profilende.

Auf dem S-Profil von Eschenlohe (E8) ist von $\Delta = 175$ km bis zum Profilende bei $\Delta = 270$ km die Zuordnung der Einsätze nicht mehr eindeutig. Zunächst sei das Erscheinungsbild beschrieben:

1. Zwischen $\Delta = 175$ und 200 km ergibt die Laufzeitkurve der Einsätze, die sich durch große Amplituden auszeichnen, nur eine Geschwindigkeit der zugehörigen Welle von 7.2 km/sec. Sie schließt sich jedoch zwanglos an die Laufzeitkurve M an, die von $\Delta = 90$ bis 175 km eindeutig ist, einer Geschwindigkeit von 8.2 km/sec entspricht und ebenfalls durch Einsätze mit großen Amplituden gekennzeichnet wird. Ab $\Delta = 200$ km steigt die Geschwindigkeit dieser Wellengruppe bis zum Profilende allmählich auf 8.2 km/sec an.

2. Die Amplituden der Einsätze der Welle L, die bei $\Delta = 130$ -140 km recht groß sind, werden mit zunehmender Schußpunktentfernung kleiner und verschwinden sogar völlig an einigen Stationen um $\Delta = 180$ km.

3. Schließlich muß erwähnt werden, daß zwischen $\Delta = 210$ und 240 km sehr schwach ausgebildete Ersteinsätze vorhanden sind, die einer Welle mit einer Geschwindigkeit von 8.2 km/sec zuzuordnen sind.

Die erste Deutungsmöglichkeit (Modell A, Abb. 13) beruht auf der Annahme, daß die Welle L ab $\Delta = 190$ km nicht mehr in den Seismogrammen der folgenden Stationen erkennbar ist. Der Welle M, deren Einsätze bis $\Delta = 175$ km durch große Amplituden ausgezeichnet sind, werden auch in den folgenden Seismogrammen Einsätze mit großen Amplituden zugeordnet. Ihre Geschwindigkeit muß jedoch bei dieser Deutung lokal zwischen $\Delta = 175$ und 200 km auf 7.2 km/sec abnehmen und ab $\Delta = 200$ km wieder auf den ursprünglichen Wert von 8.2 km/sec anwachsen. Die Ersteinsätze bei $\Delta = 210$ -240 km bleiben bei dieser Deutung unerklärt.

Die zweite mögliche Deutung (Modell B, Abb. 11) geht von der Annahme aus, daß die bis zum Profilende verfolgbare Wellengruppe der Welle L zuzuordnen ist, während die bei der Deutung A unerklärten Ersteinsätze zwischen $\Delta = 210$ und 240 km der Welle M angehören. Die Welle L läßt sich bei dieser Deutung ab $\Delta = 190$ km ohne Schwierigkeiten in guten Einsätzen weiter verfolgen; die sich am Profilende ergebende hohe Scheingeschwindigkeit würde auf einen relativ steilen Anstieg der zugehörigen Grenzfläche hinweisen.

Die Interpretation der Fortsetzung der Welle M zwischen $\Delta = 190$ und 210 km stützt sich nur auf einen Einsatz, während bei vier anderen Seismogrammen, die in diesem Entfernungsbereich registriert wurden, kein entsprechender Einsatz sichtbar ist. Diese Erscheinung — die der Deutung B entsprechen würde — finden GIESE & VISINTINI (1963) auch bei der Auswertung des E-Profiles von Lago Lagorai. In dem Entfernungsbereich von 140 bis 160 km vom Schußpunkt lassen sich keine Einsätze der Welle beobachten, die sich mit einer Geschwindigkeit von 8.3 km/sec ausbreitet, obwohl diese Welle ab $\Delta = 180$ km eindeutig in Ersteinsätzen erkennbar ist.

Zum Schluß sind noch diejenigen Einsätze zu erwähnen, die auf dem kurzen Profil gefunden wurden, das vom Lago Lagorai aus nach Süden führt (Profil L5, Abb. 14). Hier wurden zwei Sprengungen mit je 140 kg Ladungsmenge an 13 Punkten in 12 bis 50 km Entfernung vom Schußpunkt registriert. Die abgestrahlte Energie war jedoch nur für die näher gelegenen Stationen ausreichend, ab $\Delta = 40$ km sind selbst die Ersteinsätze kaum von der Bodenunruhe zu unterscheiden. Die Einsätze ordnen sich auf zwei etwa parallelen Laufzeitkurven an, von denen die erste bei $\Delta = 40$ km abzubrechen scheint. Die Deutung dieser Laufzeitkurven, denen eine Geschwindigkeit von 6.2 km/sec entspricht, ist noch offen.

Vergleicht man die im vorangehenden beschriebenen Laufzeitkurvenbilder der Alpenvorlandprofile und der Queralpenprofile miteinander, so fällt auf, daß in den Alpen eine größere Anzahl von Laufzeitkurven gefunden wurde als im Alpenvorland. Es sind die beiden Laufzeitkurven H und J, die sich im Bereich der Zentralalpen ergeben, und die Laufzeitkurven L, denen Geschwindigkeiten entsprechen, die im Alpenvorland auf keinem Profil gefunden wurden. Den Laufzeitkurven C (Alpenvorland) und K (Alpen) entsprechen gleiche Geschwindigkeiten, und sie sind, wie später ausgeführt werden wird, dem gleichen Tiefenbereich zuzuordnen. Ob es sich jedoch dabei um dieselbe

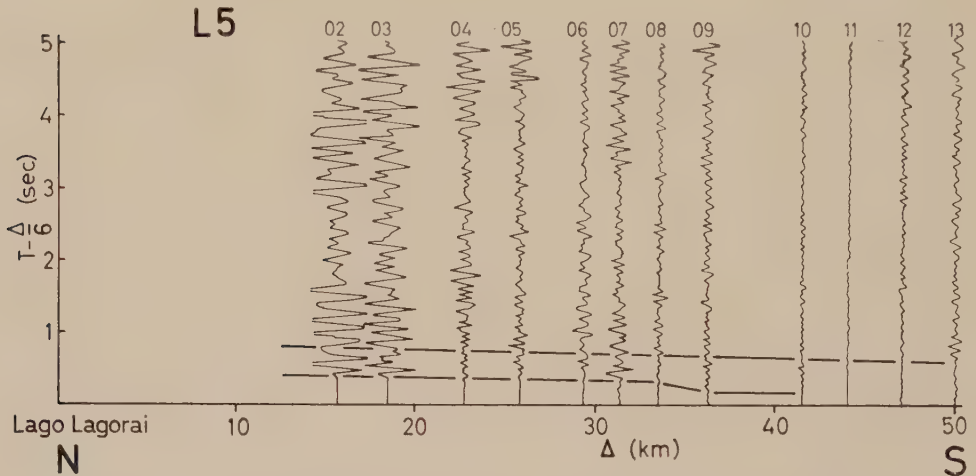


Abb. 14 - Seismogramm-Montage des Profils L5 (S-Profil von Lago Lagorai)
Zeichenerklärung wie in Abb. 11 - 13.

Grenzfläche handelt, ist auf Grund der verschiedenartigen Ausbildung der Einsätze der Welle C und der Welle K sehr in Frage zu stellen. Dagegen dürften die Laufzeitkurven, denen Geschwindigkeiten um 8 km/sec entsprechen (Welle D im Alpenvorland und Welle M in den Alpen), der gleichen Grenzfläche zuzuschreiben sein.

5. STRUKTUR DER ERDKRUSTE UNTER DER MOLASSE DES DEUTSCHEN ALPENVORLANDES

5.1 Zuordnung der Laufzeitkurven.

Betrachtet man die oben beschriebenen Laufzeitkurven für die Longitudinalwellen, so ergeben sich daraus im Mittel folgende Geschwindigkeitsbereiche: im Bereich des Alpenvorlandes 5.9 - 6.1 km/sec (A), 6.3 - 6.9 km/sec (B und C) und 8.2 - 8.7 km/sec (D) und in den Alpen 5.8 - 6.0 km/sec (G und H), 6.4 - 6.5 km/sec (J und K), 6.85 - 7.75 km/sec (L) und 7.9 - 8.2 km/sec (M). Für den letzten Fall in den Alpen wurden auch Extremwerte wie 7.4 und 9.7 km/sec gemessen, die aber als Scheingeschwindigkeiten aufgefaßt werden und somit auf große Neigungen der entsprechenden Grenzfläche hinweisen. Hier sollen zunächst nur die Verhältnisse im Alpenvorland untersucht werden. Die Geschwindigkeiten, die sich hier für die Longitudinalwellen ermitteln lassen, entsprechen den Ergebnissen, wie sie weltweit gefunden wurden, worauf weiter unten noch näher eingegangen werden soll.

Die Ersteinsätze bis $\Delta = 80 - 100$ km, also die Welle A, gehören dem obersten Kristallin an, in dem von einer gewissen Tiefe ab für seismische Wellen eine Geschwindigkeit von 5.9 km/sec zu erwarten ist. Hierüber wurde bereits an anderer Stelle (PRODEHL 1964) ausführlich berichtet, so daß hier nicht mehr näher darauf eingegangen werden soll. Ebenso wurde an gleicher Stelle eine mögliche Zuordnung der Wellengruppe A₀ zur Malmoberfläche beschrieben.

Man könnte zunächst vermuten, daß die den Kristallineinsätzen folgende Welle B im Tiefenbereich der Försch-Diskontinuität gelaufen ist, an der die Geschwindigkeit innerhalb des Kristallins von 5.9 auf 6.0 - 6.1 km/sec ansteigt. Jedoch sind intercept times und Geschwindigkeiten der Welle B zu groß, als daß sie einer Tiefe von nur 10 km zugerechnet werden könnte. Vielmehr ergibt die Verlängerung ihrer Laufzeitkurven eine zwanglose Verbindung mit dem geradlinigen Teil der Laufzeitkurve C, dem ebenfalls Geschwindigkeiten um 6.5 km/sec entsprechen. Daher liegt die Vermutung nahe, daß beide Laufzeitkurven — B und der zweite Teil von C — ein und demselben Tiefenbereich zuzuordnen sind, der Conrad-Diskontinuität, die im folgenden kurz C-D genannt werden soll.

Die Laufzeitkurven D, denen Geschwindigkeiten um 8 km/sec und darüber entsprechen, gehören Wellen an, die ihre Entstehung dem Grenzbereich zwischen Erdkruste und oberem Erdmantel, der Mohorovičić-Diskontinuität, verdanken. Diese Grenze konnte über das gesamte Untersuchungsgebiet hinweg verfolgt werden und möge im folgenden kurz durch M-D bezeichnet werden.

Die Amplituden der Welle D sind im Entfernungsbereich $\Delta = 80 - 100$ km besonders groß, während sie in den folgenden Seismogrammen, in denen die Welle in Ersteinsätzen erscheint, mit zunehmender Entfernung vom Schußpunkt kleiner werden. CLEMENT & LAYAT (1961) haben gezeigt, daß besonders große Amplituden in einem Entfernungsbereich zu erwarten sind, in welchem die Emergenzpunkte der Strahlen liegen, die von der Grenzfläche unter dem kritischen Winkel reflektiert werden. Erst in diesem Bereich entsteht die von der Grenzfläche als Kopfwelle geführte Welle, die sich mit der Geschwindigkeit des unteren Mediums ausbreitet. BORTFELD (1964) zeigt hierzu einige synthetische Seismogrammbeispiele, bei denen sich die refraktierte geführte Welle von der reflektierten Welle mit deutlich kleineren Amplituden ablöst.

Daß die Welle D in bestimmten Entfernungsbereichen in den Seismogrammen nicht zu erkennen ist, läßt sich einmal dadurch erklären, daß die schwachen Einsätze in der Bodenunruhe untergehen. Diese Deutung könnte zum Teil für das Profil E1 zutreffen, ist aber nicht bei den Profilen E5 und E6 möglich. Die andere Deutungsmöglichkeit ist energetischer Art. STEINHART et al. (1961-62) führen aus, daß bei einem geringen positiven Geschwindigkeitsgradienten energiereiche Einsätze zu erwarten, jedoch bei keinem oder leicht negativem Gradienten minimale Amplituden die Folge sind und die Einsätze zeitweilig auch ganz verschwinden können.

Zum Schluß bleibt noch der Teil der Laufzeitkurve C zu erörtern, dessen Einsätze sich im Gegensatz zu allen anderen Laufzeitkurven, die sich im Mittel durch Gerade annähern lassen, auf einer gekrümmten Kurve anordnen. Wie beschrieben, nimmt die Krümmung mit zunehmender Schußpunktentfernung ab, was einer allmählichen Abnahme der zugehörigen Geschwindigkeit von etwa 8 km/sec bis auf 6.5 km/sec entspricht. Wie GIESE & VISINTINI (1964) zeigen, kann diese Kurve nicht als Reflexionshyperbel von der M-D her gedeutet werden. Dazu ist ihre Krümmung zu groß. Vielmehr muß man an-

nehmen, daß zwischen C-D und M-D ein starker Geschwindigkeitsgradient vorliegt derart, daß die Geschwindigkeit unterhalb der C-D anfangs wenig und mit zunehmender Tiefe immer stärker wächst. Die Laufzeitkurve muß dann als rückläufig gedeutet werden. Als Grundlage dient die Vorstellung, daß die seismischen « Strahlen » nicht streng an einer Grenzfläche geführt werden, sondern mit zunehmender Entfernung immer tiefer in das « refraktierende » Medium eintauchen. Ist nun zwischen zwei Grenzflächen ein Geschwindigkeitsgradient wie oben beschrieben vorhanden, so wird von einer gewissen Stelle ab der tiefer eintauchende Strahl stärker nach oben gelenkt als ein Strahl, der nur den oberen Teil des Mediums durchläuft. Je tiefer dann der Strahl eintaucht, desto größer wird seine Krümmung und um so kürzer wird der Abstand zwischen Schußpunkt und Emergenzpunkt des Strahles. Auf diese Weise kommt eine « rückläufige » Laufzeitkurve zustande. Somit erklärt sich die Laufzeitkurve B als « vorlaufend », während die gesamte Laufzeitkurve C als « rückläufig » zu deuten ist. Man könnte nun vermuten, daß eine

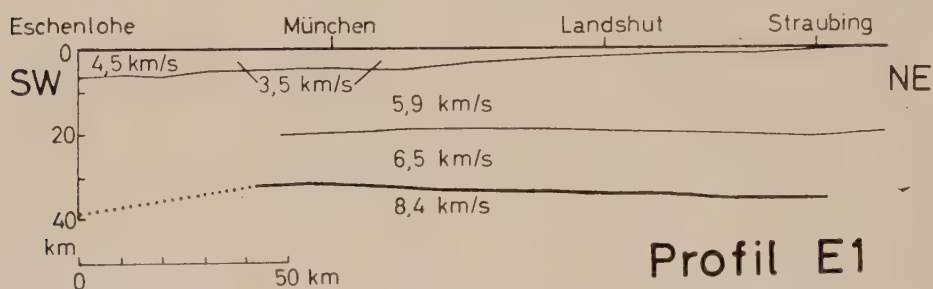


Abb. 15

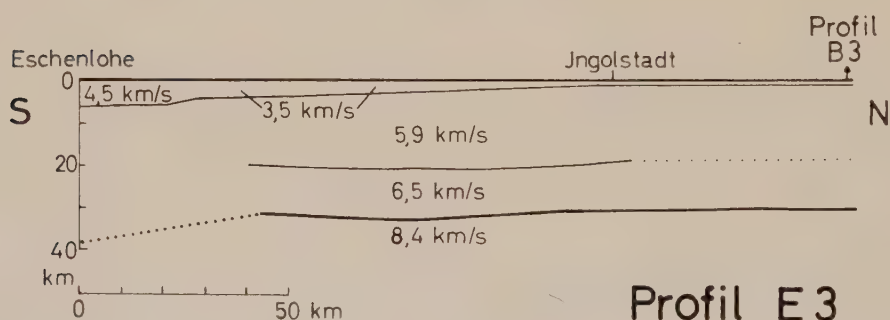


Abb. 16

Abb. 15-16 - Profilschnitte durch die Erdkruste im bayerischen Alpenvorland

Tiefenbestimmung der Conrad-Diskontinuität (C-D) mit Hilfe der Laufzeitkurve C infolge der wachsenden Eintauchtiefe der Strahlen sinnlos wird. Jedoch kann für den nahezu geradlinigen Teil der Laufzeitkurve C angenommen werden, daß die entsprechenden Strahlen noch nicht sehr tief in das untere Medium eingedrungen sind und große Eintauchtiefen erst im Bereich des stärker gekrümmten Kurventeiles zu erwarten sind. Die Einsätze des vorlaufenden Astes B dürften dabei mit denen des rücklaufenden Astes C in dessen geradlinigem Teil beinahe zusammenfallen, so daß sie sich nicht voneinander trennen lassen. Möglicherweise ist aber auch der Geschwindigkeitsgradient unmittelbar unter der C-D zu klein, um in größeren Entfernungen noch

sichtbare Einsätze der vorlaufenden Welle B zu erzeugen, während die rücklaufende Laufzeitkurve von Strahlen herrührt, die bereits den Bereich mit positivem Geschwindigkeitsgradienten erreicht haben und so nach STEINHART et al. (1961-62) große Amplituden hervorrufen. GIESE & VISINTINI (1964) haben an Hand des Profils, das vom Lago Lagorai nach Osten führt, mit der von GIESE erweiterten Herglotz-Wiechert'schen Methode eine Geschwindigkeit-Tiefen-Funktion für die Erdkruste unter den karnischen Alpen berechnet, da sich hier die rückläufige Laufzeitkurve in ihrem gekrümmten Teil sehr gut bestimmen ließ.

Wie bereits bei der Beschreibung der Laufzeitkurven festgestellt werden mußte, konnte der gekrümmte Teil der Laufzeitkurve C auf keinem der hier ausgewerteten Profile sicher genug erfaßt werden. Daher läßt sich in dieser Arbeit nur die qualitative Aussage machen, daß im Bereich des Alpenvorlandes zwischen C-D und M-D mit einem Geschwindigkeitsgradienten wie beschrieben zu rechnen ist. Die Geschwindigkeit beträgt unterhalb der C-D 6,5 km/sec, steigt anfangs wenig und mit zunehmender Tiefe stärker an und erreicht an der M-D Werte über 8 km/sec.

5.2 Konstruktion der Grenzflächen.

Nachdem die Frage der Korrelation der Einsätze, soweit sie sich im Alpenvorland ergeben, geklärt ist, soll im folgenden auf die Konstruktion der zugehörigen Grenzflächen eingegangen werden. Die Abb. 15-21 und die Abb. 29, rechte Hälfte, enthalten das Ergebnis in Form von Schnitten durch die Erdkruste entlang den einzelnen Profilen im Alpenvorland.

Über die Konstruktion der Grenze zwischen Deckgebirge und oberstem Kristallin ist bereits früher berichtet worden (PRODEHL 1964). Für die Pro-

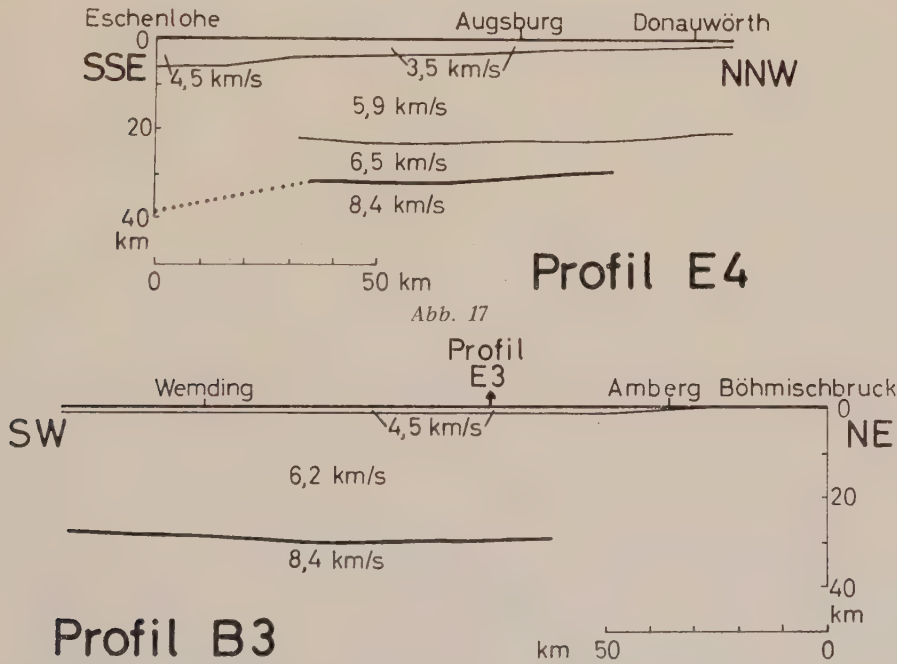


Abb. 17 - 18 - Profilschnitte durch die Erdkruste im bayerischen Alpenvorland

file E2 und E5 konnte damals noch kein Profilschnitt gezeichnet werden, da die Messungen beim Abschluß der Arbeit noch nicht genügend weit fortgeschritten waren. An Hand der inzwischen erhaltenen Ergebnisse wurde auf gleiche Weise wie bei den anderen Vorlandprofilen die Kristallinoberfläche konstruiert (Abb. 29), rechte Hälfte, und Abb. 19, wobei als Deckgebirgsgeschwindigkeit im Bereich der ungefalteten Molasse 3,5 km/sec und als Geschwindigkeit im Liegenden (oberstes Kristallin) 5,9 km/sec gewählt wurde.

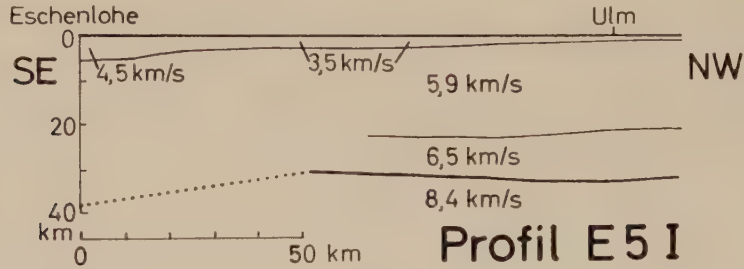


Abb. 19

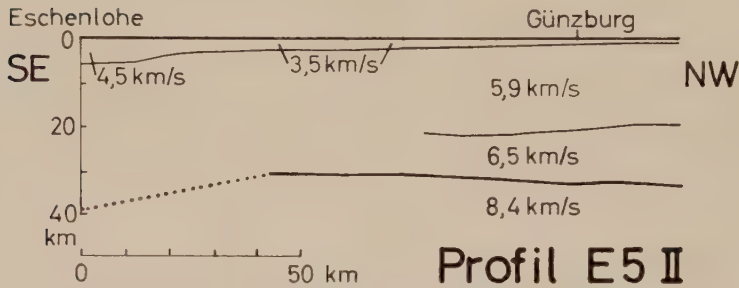


Abb. 20

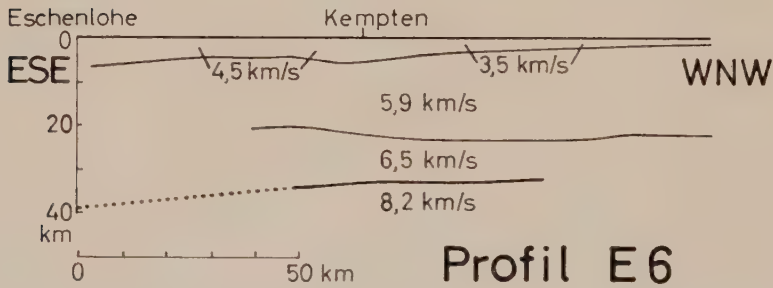


Abb. 21

Abb. 19-21 - Profilschnitte durch die Erdkruste im bayerischen Alpenvorland.

Diese Profile stehen in guter Übereinstimmung mit dem Tiefenlinienplan der Kristallinoberfläche, der in dieser Arbeit nochmals aufgenommen wurde (Abb. 26).

GIESE (1963b, 1964) hat ausführlich am Beispiel des Profiles Böhmischesbrunn - Eschenlohe gezeigt, daß die Geschwindigkeit in den ersten Kilometern mit zunehmender Tiefe innerhalb des obersten Kristallins wächst: Als Endgeschwindigkeit in 2-3 km Tiefe erhält er etwa 5,9 km/sec, also die Geschwindigkeit, die der Konstruktion der Kristallinoberfläche zugrunde gelegt

wurde. Nimmt man an, daß diese Zunahme der Geschwindigkeit vorwiegend durch den Druck der auflastenden Schichten bedingt ist, so ist wahrscheinlich, daß 5.9 km/sec die wahre Geschwindigkeit innerhalb der oberen Erdkruste in größerer Tiefe ist. Daher wurde dieser Wert zur Konstruktion der tieferen Grenzflächen als Geschwindigkeit zwischen Kristallinoberfläche und Conrad-Diskontinuität gewählt.

Es ist anzunehmen, daß in etwa 10 km Tiefe ein geringer Geschwindigkeitsgradient existiert. Anlässlich einer vertieften Auswertung der Beobachtungen der Großsprengungen bei Haslach fand FÖRTSCH (1951) eine Grenzfläche, die den Tiefenbereich zwischen Kristallinoberfläche und Conrad-Diskontinuität unterteilt. Diese nach FÖRTSCH benannte Diskontinuität konnte im gesamten Alpenvorland durch die Reflexionsseismik (LIEBSCHER 1962, 1964) in einer Tiefe von 8 - 12 km nachgewiesen werden. Auf dem Refraktionsprofil von Böhmischbruck nach Eschenlohe sind die Einsätze, welche den Ersteinträgen folgen, einer Welle mit einer Geschwindigkeit um 6.1 km/sec zuzuschreiben, die vermutlich in dem gleichen Tiefenbereich geführt wurde (GIESE 1963c). Auch REICH (1958, 1960a, b) findet bei den Auswertungen der Beobachtungen der Sprengungen bei Tölz und im Arzbachtal Laufzeitkurven mit Geschwindigkeiten um 6.1 km/sec, die er der Förttsch-Diskontinuität in etwa 10 km Tiefe zuordnet.

Auf den Refraktionsprofilen von Eschenlohe ließen sich jedoch keine Anzeichen für diese Grenzfläche finden. Daher liegt der Gedanke nahe, daß diese Diskontinuität unter dem süddeutschen Molassebecken nicht durchgehend ausgebildet ist und im allgemeinen in diesem Tiefenbereich ein allmählicher Geschwindigkeitszuwachs von 5.9 auf 6.0-6.1 km/sec erfolgt; die Durchschnittsgeschwindigkeit in der gesamten oberen Kruste dürfte jedoch im Mittel 6.0 km/sec nicht übersteigen. Eine Abschätzung ergibt, daß eine Erhöhung der Geschwindigkeit ab 10 km Tiefe um 0.1 km/sec höchstens 1 km in der Mächtigkeitsbestimmung der oberen Kruste bewirkt. Diese Unsicherheit liegt jedoch unterhalb des Betrages, den man für die Dicke der Übergangszone der Conrad-Diskontinuität annehmen muß, wie auch noch weiter unten ausgeführt werden wird.

Zur Konstruktion der Conrad-Diskontinuität mit Hilfe des im Anhang A beschriebenen Wellenfrontverfahrens wurde für das Deckgebirge folgende Geschwindigkeitsverteilung gewählt: für die Sedimente im Bereich der ungefalteten Molasse (südlich der Donau) 3.5 km/sec, für die Sedimente im Bereich des Juras 4.5 km/sec, für das gesamte Kristallin bis zur Conrad-Diskontinuität 5.9 km/sec. Da zwei Profile mit Schuß und Gegenschuß beobachtet werden konnten (Profile E2 - B2 und E6 - Haslach ESE), ergibt sich die wahre Geschwindigkeit im Medium unterhalb der Conrad-Diskontinuität aus der Konstruktion und zwar im Mittel zu 6.5 km/sec. Dieser Wert ist auch auf Grund der Scheingeschwindigkeiten für die Conrad-Diskontinuität zu erwarten (Tab. 2), da diese nahezu auf allen Profilen von Eschenlohe und den Gegenschußprofilen den gleichen Wert besitzen.

Die Tiefe der Conrad-Diskontinuität unter dem Alpenvorland ergibt sich auf allen Profilen im Mittel zu 19-22 km. Die Aussagen beschränken sich dabei auf den Bereich der ungefalteten Molasse und der nördlich angrenzenden Gebiete, da sich in den Registrierungen des weit in die Alpen reichenden SSW-Profiles von Böhmischbruck (B2) die entsprechende Welle C nur bis in die gefaltete Molasse, bis $\Delta = 220$ km, verfolgen ließ. Für das Profil B3 (SW-Profil von Böhmischbruck) konnte die Grenzfläche nicht konstruiert werden, da die Laufzeitkurve, wie erwähnt, nicht aufzustellen war.

Mit der Kenntnis der Geschwindigkeit von 6.5 km/sec unterhalb der Conrad-Diskontinuität konnten für jedes Profil nach dem Wellenfrontverfahren auch Verlauf und Tiefe der Mohorovičić-Diskontinuität bestimmt werden. Die Geschwindigkeitsverhältnisse, die oberhalb der Conrad-Diskontinuität angenommen wurden, sind die gleichen, wie sie zur Bestimmung letzterer Grenzfläche verwendet wurden.

Für das Profil B3 mußte eine Durchschnittsgeschwindigkeit für die gesamte Kruste gewählt werden. Diese ergab sich auf Grund der Geschwindigkeitsverhältnisse auf den Profilen von Eschenlohe und der Tiefenlage der Conrad-Diskontinuität im Alpenvorland zu 6.2 km/sec. Außerdem wurden 1 km Sedimentbedeckung mit einer Geschwindigkeit von 4.5 km/sec berücksichtigt.

Zur Überprüfung, inwieweit die Verwendung einer Durchschnittsgeschwindigkeit die Tiefenlage der Mohorovičić-Diskontinuität (M-D) beeinflußt, wurde die Konstruktion der Grenzfläche auf dem Gegenschußprofil Eschenlohe - Böhmischesbruck und auf dem Profil E3 auf zwei Arten durchgeführt: einmal unter Berücksichtigung der Conrad-Diskontinuität, das andere Mal unter Verwendung der oben erwähnten Durchschnittsgeschwindigkeit von 6.2 km/sec. Beide Konstruktionen ergeben die gleiche Tiefenlage und gleichen Verlauf der gesuchten Grenze. Die gleiche Probe wurde auch beim später zu besprechenden Alpenquerprofil - hier allerdings mit anderer Durchschnittsgeschwindigkeit - ausgeführt.

Bei den Profilen mit Schuß und Gegenschuß ergibt sich die Geschwindigkeit unterhalb der Mohorovičić-Diskontinuität wieder aus der Konstruktion: Auf dem Profil zwischen Eschenlohe und Böhmischesbruck (E2 - B2) erhält man 8.4 km/sec im Bereich der Molasse und 8.2 km/sec unter dem Kristallin des Bayerischen und Oberpfälzer Waldes. Bei dem Profil zwischen Eschenlohe und Haslach im Schwarzwald (E6 - Haslach ESE) konnte jedoch jeweils nur ein kurzes Stück der entsprechenden Laufzeitkurve D erfaßt und somit die Mohorovičić-Diskontinuität auch nur über eine kurze Strecke konstruiert werden. Infolgedessen läßt sich dieses Profil nur bedingt zur Bestimmung der wahren Geschwindigkeit im oberen Erdmantel heranziehen.

Bei den anderen Vorlandprofilen von Eschenlohe, für die kein Gegenschuß verwendet werden konnte, muß zur Konstruktion der Grenzflächen auch die Geschwindigkeit im unteren Medium bekannt sein. Für das Profil E1 wurde analog dem Profil E2 als Mantelgeschwindigkeit im Bereich der Molasse 8.4 km/sec und unter dem Bayerischen Wald 8.2 km/sec angenommen. Hinsichtlich der Profile, die den Jura queren, ist eine weitere Randbedingung zu beachten: Die Geschwindigkeit unter der Mohorovičić-Diskontinuität muß so gewählt werden, daß die Bestimmung der Grenzfläche an den Kreuzungspunkten der Profile von Eschenlohe mit dem SW-Profil von Böhmischesbruck (B3) die gleiche Tiefenlage ergibt. Ein Versuch, analog den Verhältnissen unter dem Bayerischen Wald auch unter dem Jura 8.2 km/sec als Mantelgeschwindigkeit zu wählen, führte an dem Kreuzungspunkt der Profile E3 und B3 zu widersprechenden Ergebnissen; dafür ergibt eine Mantelgeschwindigkeit von 8.4 km/sec unter dem Jura befriedigende Übereinstimmung (Abb. 16 und 18). Die weit über den Kreuzungspunkt hinaus zu beobachtend hohe Scheingeschwindigkeit auf dem Profil E3, die bis zum Profilende bei $\Delta = 280$ km 8.6 km/sec beträgt, stützt die Annahme, daß im oberen Mantel unter dem Jura wie unter der Molasse mit einer wahren Geschwindigkeit von 8.4 km/sec zu rechnen ist. Im Bereich des Profiles zwischen Eschenlohe und Haslach scheint dieses Ergebnis jedoch nicht mehr zuzutreffen. Sowohl die Werte der Scheingeschwindigkeiten, die sich von Eschenlohe und von Haslach ermitteln

lassen (Tab. 2), als auch die aus dem kurzen Stück der konstruierten Grenzfläche ermittelte wahre Geschwindigkeit geben zu der Vermutung Anlaß, daß die wahre Mantelgeschwindigkeit hier 8.2 km/sec nicht übersteigt. Es scheint also innerhalb des nördlichen Alpenvorlandes, das insgesamt eine ähnliche geologische Entwicklung durchgemacht hat, ein Unterschied in der Geschwindigkeit im obersten Mantel zu bestehen. Möglicherweise liegt hier eine Art Anisotropie vor, die bei Profilen, welche senkrecht zum Streichen geologischer Einheiten angelegt sind, eine höhere Mantelgeschwindigkeit ergibt als bei Profilen, die mehr oder weniger parallel dazu verlaufen. HESS (1963) leitet für den obersten Mantel unter Ozeanen aus einigen Profilen eine derartige seismische Anisotropie ab, die nach der Meinung von HESS für die ganze Erde existieren soll. Um aber klären zu können, ob es sich im Alpenvorland wirklich um Anisotropie im obersten Mantel handelt, müßten sämtliche Profile in beiden Richtungen beobachtet werden. Es ist auch durchaus möglich, daß hier nur lokale Unterschiede im obersten Mantel vorliegen.

Schließlich sind die Stationen zu erwähnen, die auf Fächern im Kristallin der Böhmisches Masse zwischen den Profilen E1 - E2 - E3 (Fächer E23) und im Jura im Bereich des Profiles E5 (Fächer E52 und E51) angelegt worden sind (Abb. 22). Diese Stationen liegen auf Kreisbögen um den Schußpunkt Eschenlohe mit den Radien 220 km (E23), 150 km (E52) und 130 km (E51). Für diese Stationen wurde eine Tiefenauswertung mittels der RRRE-Methode (FUCHS et al. 1963; GROUPE D'ETUDES 1963) vorgenommen. Da bei dieser Methode die Tiefe der gesuchten Diskontinuität bekannt sein muß, ließ sich hier die Lage der Conrad-Diskontinuität nicht berechnen, obwohl auf den beiden Jura-Fächern E51 und E52 sehr deutliche Einsätze von der Conrad-Diskontinuität vorhanden sind. Jedoch weisen die Einsätze der einzelnen Stationen kaum zeitliche Unterschiede auf, so daß hier mit einer nahezu horizontalen Lage der Conrad-Diskontinuität gerechnet werden kann. Hingegen konnte die Lage der Mohorovičić-Diskontinuität ermittelt werden, da sich die Tiefe der Mohorovičić-Diskontinuität unter dem Schußpunkt Eschenlohe aus der Kombination der beiden Gegenschußprofile Böhmischesbruck - Eschenlohe und Eschenlohe - Lago Lagorai zu 38 km ergibt (Abb. 29). Wie bei Profil B3 wurde für alle Fächerbeobachtungen als Durchschnittsgeschwindigkeit innerhalb der Kruste 6.2 km/sec gewählt, während für die Geschwindigkeit im obersten Mantel bei den Fächerstationen im Kristallin (E23) 8.2 km/sec, bei denen im Jura (E51 und E52) 8.4 km/sec zugrunde gelegt wurde.

Bei dieser RRRE-Methode wird im ersten Schritt mittels einer Näherungsmethode für jede einzelne Station die Tiefe der gesuchten Grenzfläche unter dem zugehörigen « Lotpunkt » berechnet. Dies ist derjenige Punkt an der Erdoberfläche zwischen Schußpunkt und Station, unter dem der refraktierte Strahl, dessen Emergenzpunkt bei der Station liegt, die Grenzfläche verläßt. Die Berechnung ergibt außerdem den Abstand zwischen Station und Lotpunkt. Die Lotpunkte liegen im allgemeinen wie die Fächerstationen kreisförmig um den Schußpunkt. In Abb. 22 ist die Lage der Fächerstationen durch ausgefüllte Kreise und die Lage der Lotpunkte durch Kreuze gekennzeichnet.

Im zweiten Schritt wird durch eine geometrische Konstruktion berücksichtigt, daß bei starker seitlicher Neigung der Grenzfläche die errechnete Tiefe unter den Lotpunkten nicht die wirkliche Tiefe in der Vertikalen ist. Man erhält so den Verlauf der Grenze unter den zu den Fächerstationen gehörigen Lotpunkten auf einem in die Zeichenebene aufgerollten Zylinder. Die Abb. 23 - 25 zeigen die Lage der Mohorovičić-Diskontinuität auf solch aufgerollten Zylindern, die um den Schußpunkt Eschenlohe mit den Radien 187 km (Fächer E23), 125 km (Fächer E52) und 100 km (Fächer E51) angeordnet

sind. Die Schnitte dieser Zylinder mit der Erdoberfläche sind in dem Lageplan der Fächerstationen (Abb. 22) als Kreise enthalten und entsprechen den Fächeranordnungen in 220 km, 150 km und 130 km Entfernung vom Schußpunkt.

Auf Grund der weiter oben gegebenen Ausführung ist eine Zunahme der Geschwindigkeit von 6.5 km/sec auf 8 km/sec zwischen Conrad- und Mohorovičić-Diskontinuität wahrscheinlich. Das bedeutet aber auch eine unbestimm-

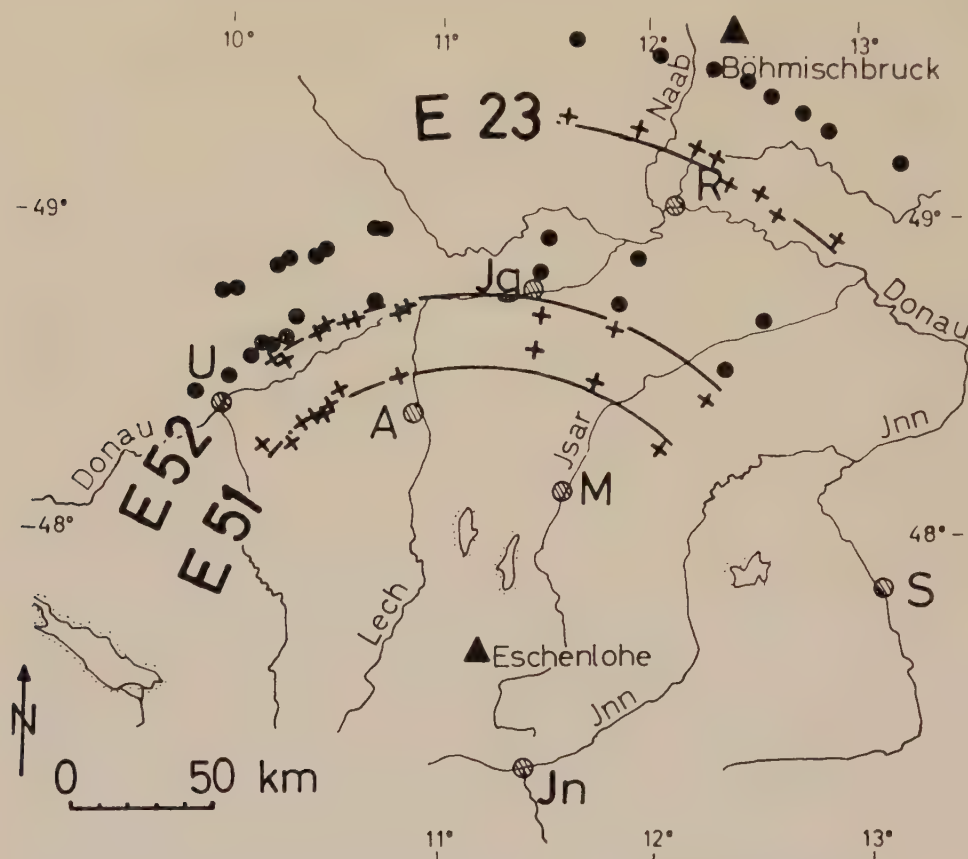


Abb. 22 - Lageplan der drei Fächer mit dem Zentrum Eschenlohe.

● Stationspunkte + Lotpunkte

E 51, E 52 Fächer im Bereich des Juras

E 23 Fächer im Bereich der Böhmischem Masse

Die Kreise verbinden die entsprechenden Lotpunkte miteinander und deuten die Linien an, längs derer die Schnitte der Abb. 23-25 gezeichnet sind. Weitere Zeichenerklärung wie in Abb. 1.

bare Zunahme der Durchschnittsgeschwindigkeit, da der Geschwindigkeitsgradient unbekannt ist. Jedoch ist ein größerer Wert als 7.0 km/sec als Durchschnittsgeschwindigkeit zwischen Conrad- und Mohorovičić-Diskontinuität nicht zu erwarten. Eine Konstruktion der Grenzfläche mit diesem maximalen Geschwindigkeitswert ändert aber an dem bisherigen Ergebnis nichts Wesentliches: Der Verlauf der Grenzfläche bleibt der gleiche, und der Unterschied in der Tiefe ist nicht größer als 2-3 km. Diese Differenz ergibt sich

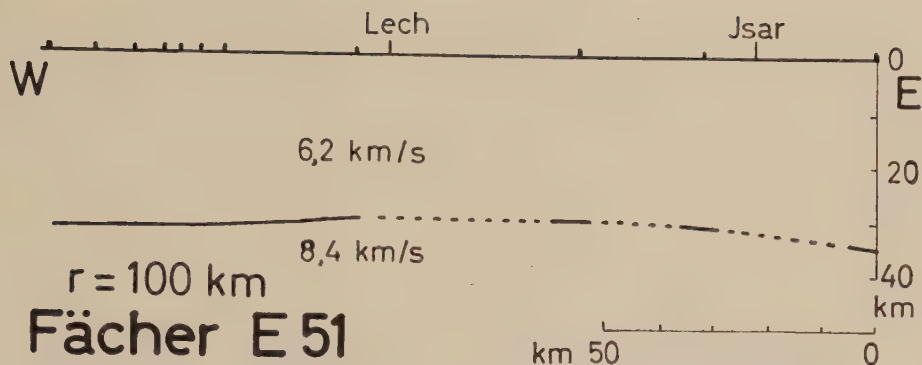


Abb. 23 - Schnitt durch die Erdkruste längs der Kreislinie E 51

auch mittels der Formel: $dH = \frac{dv}{v} \cdot \frac{1}{\cos^2 i} \cdot H$, mit $H = 10 \text{ km}$, $\sin i = v/v_n$ und $v_n = 8.4 \text{ km/sec}$.

Wie später noch ausgeführt wird, darf man sich die Mohorovičić-Diskontinuität nicht als scharfe Diskontinuität vorstellen, sondern als einige Kilometer mächtige Übergangszone. Der unterste Bereich der Erdkruste zwischen Conrad- und Mohorovičić-Diskontinuität, in welchem der Geschwindigkeitsgradient stark zunimmt, dürfte also mit dieser Übergangszone zusammenfallen. Damit liegt der mögliche Fehler in der Tiefenbestimmung, der durch

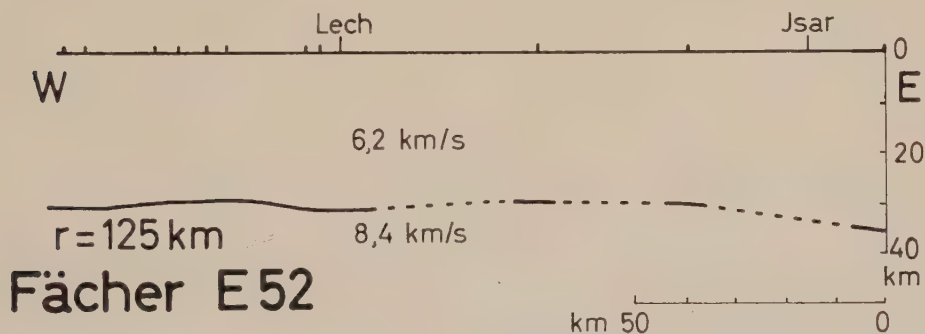


Abb. 24

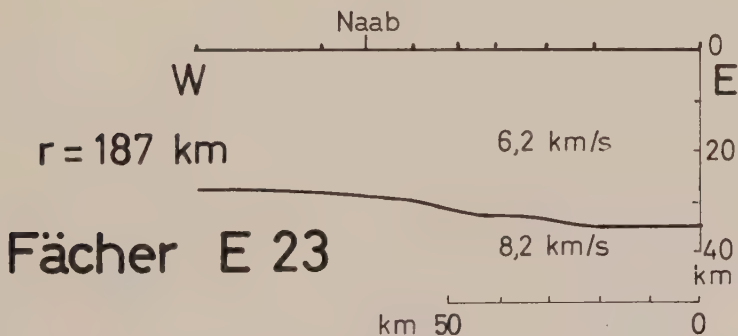


Abb. 25

Abb. 24-25 - Schnitte durch die Erdkruste längs der in Abb. 22 wiedergegebenen Kreislinien E 52 bzw. E 23 — r = Radius der Kreise mit dem Schusspunkt Eschenlohe als Mittelpunkt

falsche Geschwindigkeitswahl entstehen kann, unterhalb der möglichen Genauigkeit. So dürfte die mit 6.5 km/sec ab Conrad-Diskontinuität konstruierte Grenzfläche im Mittel die wahren Verhältnisse bereits gut wiedergeben, zumal die Morphologie der gefundenen Grenzflächen nur dann beeinflußt wird, wenn laterale Änderungen in den Geschwindigkeitsverhältnissen auftreten, über deren Größenordnung keine Anhaltspunkte vorliegen.

5.3 Tiefenlinienpläne und Diskussion der Ergebnisse.

Nachdem nun für jedes Profil ein Schnitt durch die Erdkruste vorgelegt werden kann, soll ein kurzer Vergleich mit Ergebnissen aus anderen Gebieten vorgenommen werden.

Die Arbeitsgemeinschaft deutscher Institute der Geophysik, die in einem Schwerpunktprogramm der Deutschen Forschungsgemeinschaft zusammenarbeiten, hat die in Westdeutschland gefundenen Ergebnisse 1964 unter dem Namen GERMAN RESEARCH GROUP FOR EXPLOSION SEISMOLOGY in der Zeitschrift für Geophysik veröffentlicht. Wird im folgenden auf diese Arbeit Bezug genommen, so wird der Einfachheit halber die englische Bezeichnung verwendet. In jener Arbeit sind sämtliche bisherigen Ergebnisse in Form von vorläufigen Tiefenlinienplänen für « Kristallinoberfläche (variskischen Alters) », Conrad-Diskontinuität und Mohorovičić-Diskontinuität zusammengefaßt worden. Die Tiefe der Conrad-Diskontinuität schwankt zwischen 10 und 22 km; die Mohorovičić-Diskontinuität liegt unter Norddeutschland höher (27 km) als unter Süddeutschland (bis 40 km). CLOSS & BEHNKE (1961) geben ein zusammenfassendes Bild des Krustenbaues der verschiedenen Erdteile. BÄTH (1961) untersucht die Frage nach der Conrad-Diskontinuität und kommt zu dem Schluß, daß in Europa und Asien fast durchweg eine ausgeprägte Conrad-Diskontinuität gefunden wurde, während über ihre Realität in Südafrika, Australien und Amerika auseinandergehende Resultate vorliegen. Jedoch nehmen die meisten amerikanischen Autoren einen positiven vertikalen Geschwindigkeitsgradienten an, wenn die Conrad-Diskontinuität nicht eindeutig gefunden wird. Im Gegensatz zu der Frage nach der Conrad-Diskontinuität werden für die Mohorovičić-Diskontinuität im allgemeinen übereinstimmende Tiefen und Geschwindigkeiten gefunden, soweit es sich um Kontinentalgebiete außerhalb der jungen Orogene handelt. WOOLLARD (1959, 1960) sowie STEINHART & MEYER (1961) geben Zusammenstellungen der wichtigsten Untersuchungen der Erdkruste in Nordamerika und der übrigen Welt. Frühere Zusammenfassungen sind u.a. von ROTHE & PETERSCHMITT (1950), REINHARDT (1954) und BYERLY (1956) gegeben worden.

Die Tiefenangaben über die Mohorovičić-Diskontinuität unter Kontinentalgebieten liegen zwischen 23 und 40 km, die Geschwindigkeiten im obersten Mantel zwischen 7.8 und 8.4 km/sec. Für die obere Kruste werden Geschwindigkeitswerte von 5.5 bis 6.2 km/sec angegeben, während die Angaben für die untere Kruste zwischen 6.2 und 7.4 km/sec schwanken.

GUTENBERG (1959) sucht, eine Beziehung zwischen Mantelgeschwindigkeit und Tiefe der Mohorovičić-Diskontinuität herzustellen. Ähnlich untersuchen auch HERRIN & TAGGART (1962), inwieweit sich systematische Änderungen der Mantelgeschwindigkeiten innerhalb Nordamerikas feststellen lassen, während PAKISER (1963) die gleiche Frage speziell für den Westen der Vereinigten Staaten näher untersucht.

Vergleicht man die in vorliegender Arbeit gefundenen Geschwindigkeiten und Tiefen für die Conrad- und Mohorovičić-Diskontinuität mit den Angaben, die von den hier angeführten und vielen anderen Autoren über den Aufbau

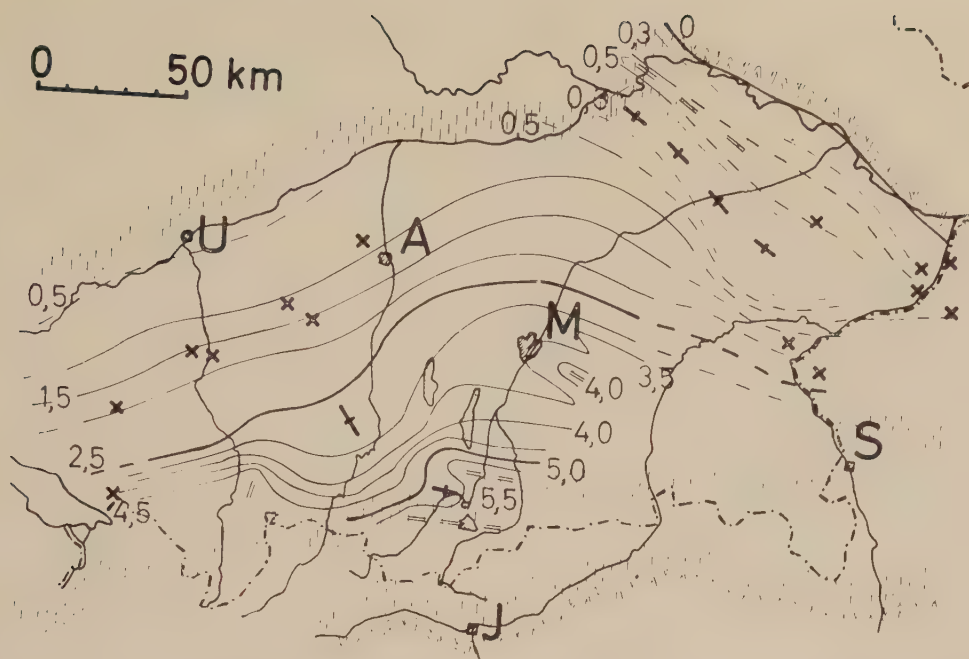


Abb. 26 a - Tiefenlinienplan der Basis der mesozoischen Sedimente (Oberfläche des kristallinen Grundgebirges und möglicherweise Paläozoikums), abgeleitet aus Beobachtungen der Refraktionsseismik und Bohrergebnissen.

Zeichenerklärung:

- Grenze des Kristallins
- Grenze der mesozoischen Sedimente
- Hochlagen der Grenzfläche
- Tieflagen der Grenzfläche
- Bohrungen, die Kristallin oder Paläozoikum erreicht haben.

U Ulm A Augsburg
M München S Salzburg
J Innsbruck

Die Zahlen geben die Tiefe unter NN in km an.

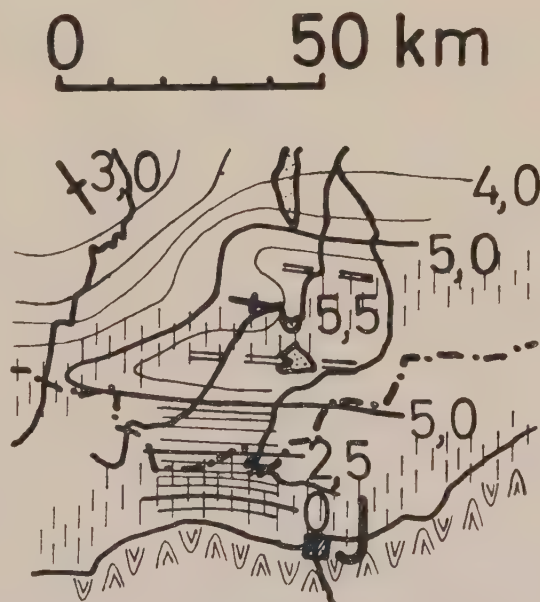


Abb. 26 b - Tiefenlinienplan der Oberfläche des metamorphen Bereiches am Nordrand der Alpen.

der Erdkruste in Kontinentalgebieten gegeben werden, so läßt sich eine weitgehende Übereinstimmung feststellen.

Da die besprochenen Profile das Alpenvorland ziemlich gleichmäßig überdecken, konnte der Versuch unternommen werden, analog dem Tiefenlinienplan für die Kristallinoberfläche (PRODEHL 1964, Abb. 6 und 7, S. 178), der in Abb. 26 nochmals wiedergegeben ist, Tiefenlinienpläne für die Conrad- und Mohorovičić-Diskontinuität zu entwerfen. Hierbei fanden außer den oben gezeigten Ergebnissen auch die Tiefenbestimmungen, die LIEBSCHER (1962, 1964) aus den Meßergebnissen der Reflexionsseismik fand, weitgehend Berücksichtigung. Abb. 27 zeigt den Tiefenlinienplan der Conrad-Diskontinuität (C-D). Er wurde nicht bis in die Alpen hinein gezeichnet, da auf dem Alpenquerprofil mehrere Diskontinuitäten unter den Zentralalpen gefunden wurden, aber keine entsprechende Grenze unter den Nördlichen Kalkalpen und der gefalteten Molasse. Es läßt sich aus den vorliegenden Beobachtungen nicht entscheiden, ob die Conrad-Diskontinuität im Alpenrandbereich nicht gefunden werden konnte entweder infolge der eingangs erwähnten Alpenordrandstörung oder infolge der Tatsache, daß der Sprengpunkt Böhmischembrück in über 200 km Entfernung vom Alpennordrand liegt und kein Sprengpunkt in einer Entfernung von etwa 100 km zur Verfügung stand. Ein Vergleich der

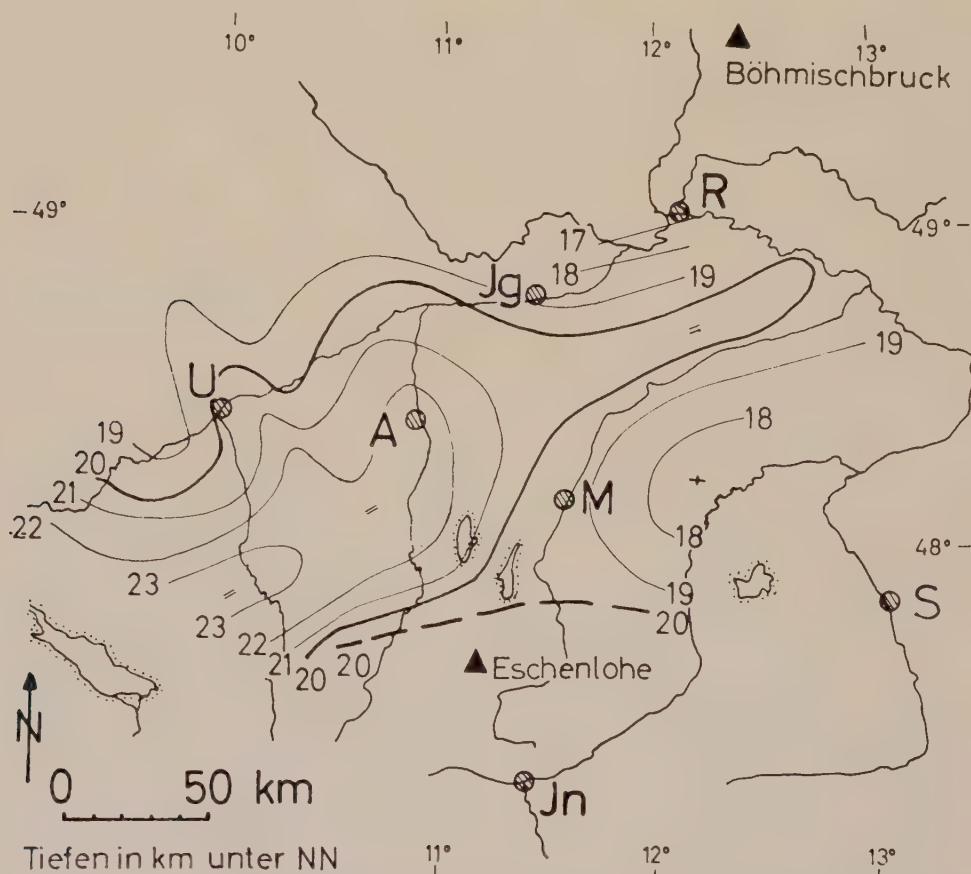


Abb. 27 - Tiefenlinienplan der Conrad-Diskontinuität.
Zeichenerklärung wie in Abb. 1 und 26.

Beobachtungen auf dem Profil B2 mit denen auf den Alpenvorlandprofilen von Eschenlohe (E1 - E6) zeigt nämlich, daß die Welle C auf keinem Profil in Entfernungen beobachtbar ist, die wesentlich größer als 200 km sind. Wie sich daher der Übergang vom Alpenvorland in die Alpen vollzieht, muß offen bleiben.

Bei dem hier vorgelegten Tiefenlinienplan der C-D fällt zunächst auf, daß die C-D von Osten nach Westen abtaucht. Die größten Tiefen ergeben sich auf der Linie Eschenlohe - Haslach; hier erreicht die Grenzfläche im Raum westlich von Kempten eine Maximaltiefe von 23 km. Diese Senke erstreckt sich nach Nordosten in die Gegend von Augsburg und läßt sich trogförmig bis zur Donau östlich von Regensburg verfolgen. Nördlich der Donau unter dem Jura und dem Bayerischen Wald deutet sich ein generelles Ansteigen der C-D nach Norden an. Auch östlich von München ist ein Ansteigen der Grenzfläche zu erkennen, was insbesondere die reflexionsseismischen Messungen in diesem Raum bestätigen.

Zunächst soll der Tiefenlinienplan, der hauptsächlich aus Ergebnissen der Refraktionsseismik gewonnen wurde, mit dem Tiefenlinienplan verglichen werden, den LIEBSCHER (1964, Abb. 26, S. 122) aus Ergebnissen von Reflexionsmessungen und ergänzenden Berechnungen auf Grund von Schweremessungen für die C-D entworfen hat. Dieser Plan von LIEBSCHER wurde dem Tiefenlinienplan der C-D für Westdeutschland (GERMAN RESEARCH GROUP 1964, Abb. 9, S. 222) im Bereich des deutschen Alpenvorlandes zugrunde gelegt.

Für die Ostmolasse ist eine generelle Übereinstimmung beider Pläne gegeben. Dagegen zeigen sie für die Westmolasse unterschiedliche Ergebnisse. Während der Plan von LIEBSCHER nahezu keine Morphologie der C-D andeutet, ergibt die Zusammenfassung der refraktionsseismischen Ergebnisse die oben erwähnte Senke zwischen Bodensee und Augsburg. Betrachtet man jedoch die Häufigkeitsverteilung der Reflexionen von LIEBSCHER für die in der Westmolasse gelegenen Meßgebiete (LIEBSCHER 1964, Abb. 12 und 13, S. 64 - 65), so läßt sich erkennen, daß gerade hier neben den schwach oder gar nicht ausgeprägten Maxima « C » für die C-D sehr deutlich in Erscheinung tretende Maxima « TK » vorhanden sind, die LIEBSCHER Tiefenkörpern zugeordnet hat. Diese Tiefenkörper südwestlich von Ulm und südwestlich von Augsburg liegen etwa in der gleichen Tiefe wie die C-D nach dem hier vorgelegten Tiefenlinienplan. Bei den Refraktionsbeobachtungen wurden also offensichtlich diese « Tiefenkörper » als C-D erfaßt. Für die Richtigkeit dieser Annahme spricht auch folgende Tatsache: Die der C-D zugeordnete Welle weist insbesondere in den Seismogrammen des Profiles E5, das die Westmolasse zwischen Augsburg und Ulm quert, große Amplituden auf. Desgleichen sind die Maxima « TK » in den Häufigkeitsverteilungen der Reflexionen besonders deutlich ausgeprägt, so daß hier ein enger Zusammenhang vermutet werden kann.

Vergleicht man den hier gezeigten Tiefenlinienplan der Conrad-Diskontinuität (C-D) mit der Schwerekarte (de BRUYN 1955; CLOSS et al. 1957), so läßt sich keine klar ersichtliche Beziehung zwischen Schwere und Tiefenlage der C-D erkennen. Auch die Ergebnisse der magnetischen Vermessung längs Profilen im Alpenvorland (ANGENHEISTER 1963) zeigen offensichtlich keinen Zusammenhang zwischen Lage der C-D und magnetischen Anomalien, die längs des Juras beobachtet werden. Über die Lage der C-D im Berchtesgadener Raum, den GAENGER (1954) magnetisch vermessen hat, wobei sich eine ausgeprägte magnetische Anomalie ergab, kann im Rahmen der vorlie-

genden Messungen nichts ausgesagt werden, da kein seismisches Profil dieses Gebiet berührt.

Schließlich möge noch ausgeführt werden, welche Angaben sich bisher in der Literatur über die Lage und Tiefe der C-D in Süddeutschland und über die Geschwindigkeitsverhältnisse unterhalb der C-D finden lassen. REICH (1953) erhält aus den Reflexionsmessungen der Prakla bei der Großsprengung in der Nähe von Blaubeuren für die C-D eine Tiefe von etwa 20 km in guter Übereinstimmung mit den hier gewonnenen Ergebnissen. Seine Tiefenangaben auf dem ESE-Profil von Haslach (REICH et al. 1948) weichen nur wenig von den hier gefundenen Tiefen ab. Auch ROTHE & PETERSCHMITT (1950) erhalten für die C-D in Süddeutschland annähernd die gleiche Tiefe. FÖRTSCH (1951) erhält bei einer Neuinterpretation eine höhere Lage der C-D mit 16 - 18 km Tiefe. Dabei scheint die C-D im süddeutschen Raum besonders gut ausgeprägt zu sein, sowohl in Hinsicht auf reflexionsseismische als auch auf refraktionsseismische Meßergebnisse. Bei der Reflexionsseismik ergeben sich hier meist gut ausgeprägte Maxima in den Häufigkeitsverteilungen der Reflexionen, und auf allen Refraktionsprofilen läßt sich eine gut verfolgbare Wellengruppe eindeutig der C-D zuschreiben. Auch in den Seismogrammen eines Profils zwischen Odenwald und Rhön ist die Welle, die der C-D zugeordnet wird, durch Einsätze mit großen Amplituden gekennzeichnet, wie aus der von K. STROBACH hergestellten Seismogramm-Montage deutlich zu sehen ist (GERMAN RESEARCH GROUP 1964, Abb. 4, S. 216). Als Geschwindigkeit unterhalb der C-D wurde für alle Profile etwa der gleiche Wert um 6.5 km/sec gefunden, der auch in den früheren Auswertungen der oben genannten Autoren, die den süddeutschen Raum betreffen, genannt wird.

Während der Tiefenlinienplan für die Conrad-Diskontinuität auf den Bereich des Alpenvorlandes beschränkt werden muß, konnte der Tiefenlinienplan für die Mohorovičić-Diskontinuität (M-D) auf Grund des Alpenquerprofiles auch im Bereich des Alpenorogens zwischen Garmisch-Partenkirchen und Vicenza gezeichnet werden (Abb. 28). Eine ins Einzelne gehende Beschreibung dieses Profiles erfolgt im nächsten Kapitel.

Generell zeigt sich im Bereich der Molasse von Norden nach Süden ein Abtauchen der Mohorovičić-Diskontinuität. Während die Tiefe unter dem Jura etwa 28 km beträgt, liegt die M-D am Alpenrand bei Eschenlohe 10 km tiefer, also etwa 38 km. Diesen Wert erhält auch FUCHS (1963) durch Extrapolation bei der vorläufigen Auswertung des Profiles Eschenlohe - Hilders (Profil E4 unter Einbeziehung des Gegenschußprofiles von Hilders aus). Durch das weit in die Alpen reichende Profil B2 (Böhmischbruck - Eschenlohe) und dessen Kombination mit dem Alpenquerprofil bot sich die Möglichkeit, den Abfall der M-D vom Alpenvorland unter die Zentralalpen auf 55 km Tiefe zu erfassen. Für den Bau der Erdkruste unter den Alpen wurden drei Modelle entworfen, wie im nächsten Kapitel noch ausgeführt wird. Dem Tiefenlinienplan wurde das Modell B1 zugrunde gelegt (Abb. 29).

Unter dem Alpenvorland lassen sich gewisse Hoch- und Tieflagen der M-D unterscheiden: Unter dem Bayerischen Wald taucht die Grenzfläche nach Osten zu ab, wie insbesondere die Auswertung der Fächerstationen des Fächers E23 im Kristallin in einer Schußpunktentfernung $\Delta = 220$ km ergibt. Hingegen liegt die M-D unter dem Jura am höchsten. Im Bereich der Molasse ist ein gewelltes Relief zu erkennen: Östlich von Ulm sowie zwischen Ammersee und Ingolstadt zeichnen sich Einmuldungen ab, während Augsburg und München über sattelartigen Aufwölbungen liegen. Östlich der Linie München - Regensburg deutet sich ein Abtauchen der M-D nach Osten an. Eine relative Hochlage der M-D scheint dabei südöstlich von Landshut zwischen

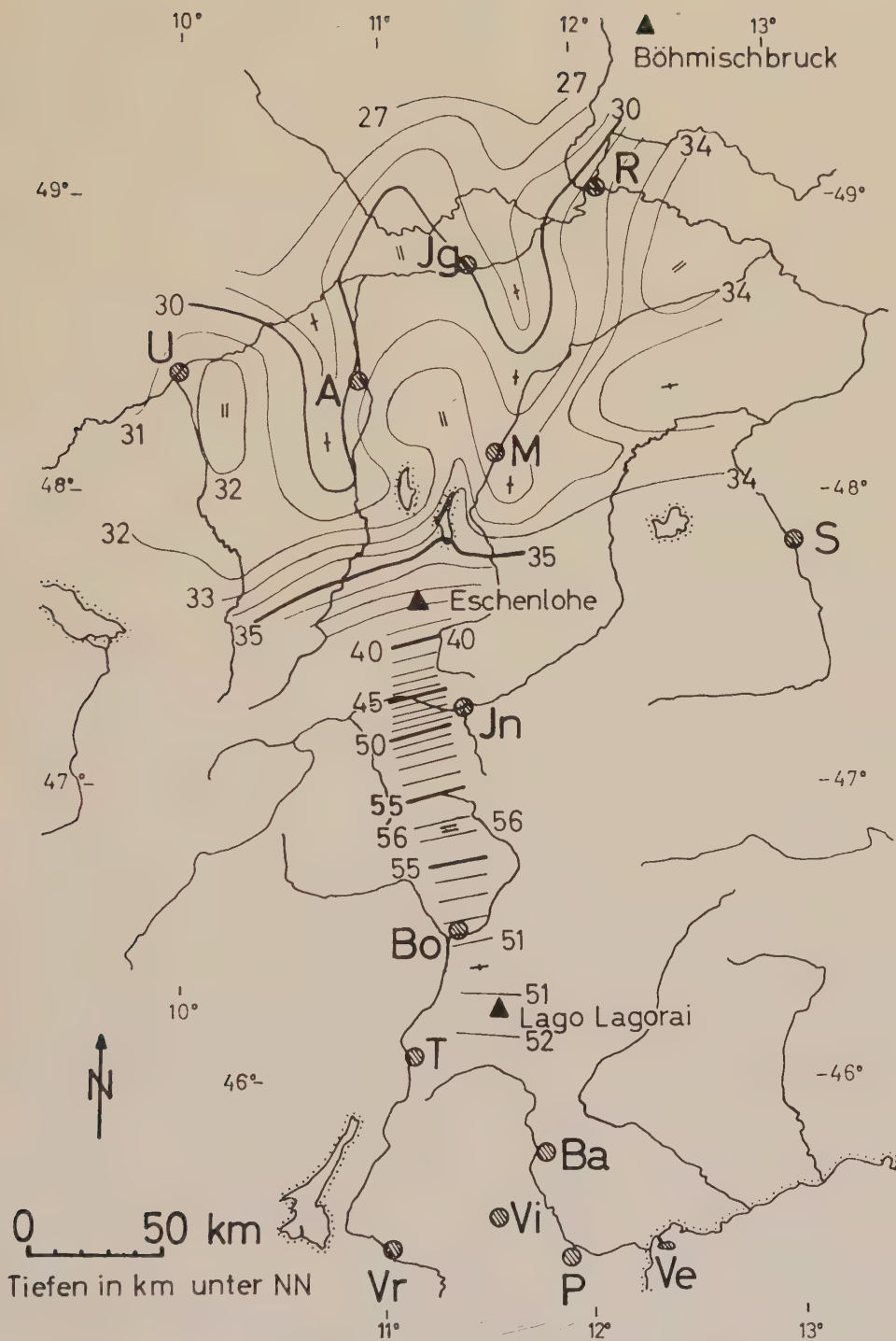


Abb. 28 - Tiefenlinienplan der Mohorovičić-Diskontinuität
 Zeichenerklärung wie in Abb. 1 und 26.

Isar und Inn zu liegen, worauf die Ergebnisse der Auswertung von Reflexionen aus den Meßgebieten Landau-Ortenburg und Hofkirchen-Schwindegg hinweisen (LIEBSCHER 1964, Tab. 4, S. 86).

Wie für die Conrad-Diskontinuität hat LIEBSCHER (1964, Abb. 27, S. 122) auch für die Mohorovičić-Diskontinuität einen Tiefenlinienplan entworfen, der in dem Plan der M-D für Westdeutschland (GERMAN RESEARCH GROUP 1964, Abb. 10, S. 223) mitenthalten ist. Ein Vergleich dieses Planes mit dem hier in Abb. 28 vorgelegten zeigt, daß diese Pläne in ihren Grundzügen übereinstimmen. Beide Pläne zeigen das generelle Abtauchen der M-D von Norden nach Süden, desgleichen das gewellte Relief im Bereich der Molasse. Für letzteres muß jedoch eine Einschränkung gemacht werden: Während LIEBSCHER ein zusammenhängendes Gebiet mit geringer Tiefenlage zwischen München und Augsburg darstellt, finden sich in dem hier vorgelegten Tiefenlinienplan, der sich vorwiegend auf die refraktionsseismischen Ergebnisse stützt, im gleichen Raum zwei durch eine Einmuldung getrennte Zonen mit relativ hoher Lage der M-D. Die Existenz dieser Einmuldung zwischen München und Augsburg wird durch das Profil E3 (Eschenlohe - Ingolstadt) gesichert. Dem Plan von LIEBSCHER hingegen lag für diesen Raum nur ein einziges Meßgebiet (Ammersee) zugrunde, während die Tiefe im umliegenden Gebiet nur mit Hilfe von Schwerebeobachtungen errechnet wurde. Im Bereich der Ostmolasse unterscheiden sich die beiden Tiefenlinienpläne etwas stärker. Jedoch liegen einerseits in dem fraglichen Bereich nur wenige Meßgebiete der Reflexionsseismik, während andererseits die Refraktionsseismik nach Osten zu nur Aussagen bis zum Profil E1 gestattet, das 5 - 10 km östlich der Linie München - Landshut verläuft.

Bei dem bisher ausgeführten Vergleich der Tiefenlinienpläne wurden nur die relativen Lagen der Grenzflächen erörtert. Ein Vergleich der absoluten Tiefen ergibt aber, daß die mittels der Refraktionsseismik gefundenen Tiefen bis zu 3 km unter den Werten liegen, die sich aus der Auswertung des reflexionsseismischen Meßmaterials ergeben. Es ist daher die Frage zu erörtern, inwieweit die Ergebnisse der Reflexionsmessungen und Refraktionsmessungen miteinander vergleichbar sind.

Die Tiefenangaben der Reflexionsseismik beziehen sich auf Häufigkeitsmaxima, welche sich zum Teil über ein größeres Zeitintervall erstrecken. Die Schwankungsbreite kann bis zu 1.3 sec betragen. Infolgedessen umfassen die Tiefenangaben einen Bereich von mehreren Kilometern. Die Reflexionselemente liegen also innerhalb des gleichen Bereiches in unterschiedlichen Tiefen und lassen sich nur selten über mehrere Aufstellungen hinweg verfolgen. Daraus leitet LIEBSCHER (1962, 1964) mehrere Kilometer umfassende Übergangsbereiche ab, die an die Stelle scharfer Grenzflächen zu setzen sind. Die Refraktionswellen werden sich nun nicht im oberen Bereich dieser Grenzzonen ausbreiten, sondern die Strahlen werden mit zunehmender Entfernung vom Schußpunkt immer tiefer in das darunter liegende Medium eintauchen. Man erhält also durch Refraktionsmessungen Grenzflächen, die möglicherweise unterhalb der geologischen Grenzen liegen. Bei vergleichender Betrachtung von Reflexions- und Refraktionsmessungen ist daher jeweils die untere Grenze der Reflexionsergebnisse heranzuziehen.

Andererseits hat LIEBSCHER zu den Tiefenberechnungen der M-D den Bereich zwischen Conrad- und Mohorovičić-Diskontinuität in zwei Geschwindigkeitsbereiche mit 6.5 und 7.1 km/sec aufgeteilt, während dem hier vorliegenden Tiefenlinienplan nur ein Geschwindigkeitsbereich mit 6.5 km/sec, gerechnet von der Conrad-Diskontinuität ab, zugrunde liegt. Daher ergibt sich

bei dem Vergleich beider Tiefenlinienpläne für die M-D nur eine maximale Differenz von 3 km — von der Ostmolasse abgesehen —, ein kleinerer Wert also, als zu erwarten wäre, wenn beiden Plänen die gleiche Geschwindigkeitsverteilung zugrunde läge. Auch LIEBSCHER erhält bei einem Vergleich seiner Ergebnisse aus den Reflexionsmessungen mit den seinerzeit vorliegenden Refraktionsbeobachtungsergebnissen Differenzen von 1.5 - 3 km.

Ein Vergleich des Laufzeitkurvenbildes des Profiles E1 mit der Häufigkeitsverteilung der Reflexionen des Meßgebietes Landau-Ortenburg (LIEBSCHER 1964, Abb. 14, S. 65) mag einen Hinweis zur Erklärung der Laufzeitkurve E bieten, deren Neigung einer Geschwindigkeit von 8.4 km/sec entspricht (Abb. 4). In der Häufigkeitsverteilung der Reflexionen findet sich jenseits des Maximums « M » ein weiteres mit + bezeichnetes Maximum bei 11.1 sec, dem LIEBSCHER eine weitere Unstetigkeitszone in 33.7 - 34.3 km Tiefe zuordnet. Möglicherweise liegt in diesem Raum eine Art Zweiteilung der M-D vor, die auch zur Ausbildung von zwei parallelen Laufzeitkurven im Laufzeitdiagramm führt, welchen beiden Geschwindigkeiten entsprechen, wie sie im obersten Mantel vorherrschen.

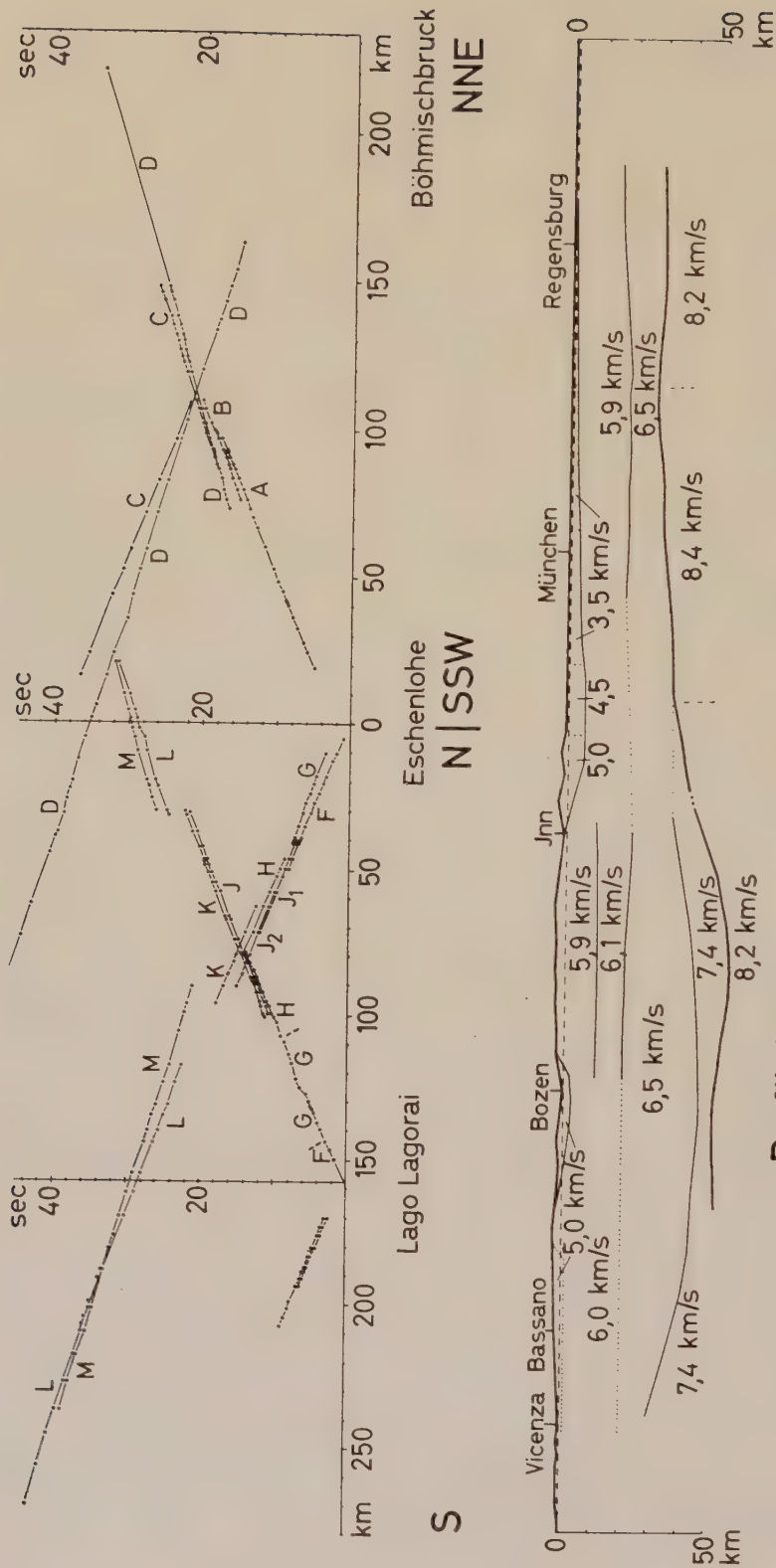
REICH (1953) findet bei Blaubeuren für die M-D eine Tiefe von 28 km und auf dem Profil zwischen Haslach und Eschenlohe (REICH et al. 1948) 30 - 33 km, wie auch ROTHE & PETERSCHMITT (1950) und FÖRTSCH (1951); als Geschwindigkeit unter der M-D finden REICH et al. 8.2 km/sec, ROTHE & PETERSCHMITT 8.15 km/sec und FÖRTSCH 8.34 km/sec. Diese Ergebnisse stehen mit dem hier wiedergegebenen Tiefenlinienplan in guter Übereinstimmung. Die Möglichkeit des Abtauchens der M-D im niederbayerischen Raum erwähnt auch KAPPELMEYER (1961) bei einer vorläufigen Auswertung des NE-Profiles von Eschenlohe (Profil E1).

Vergleicht man den Tiefenlinienplan der Mohorovičić-Diskontinuität im Bereich des Alpenvorlandes mit der Karte der Schwerestörungen (CLOSS et al. 1957), so läßt sich eine Korrelation zwischen Tiefenlage der M-D und Schwere feststellen. Dem Abtauchen der M-D nach Süden entspricht eine Abnahme der Bouguer-Schwere von -20 mgal an der Donau auf -80 mgal am Alpennordrand. Die Einmuldung östlich von Ulm entspricht einem Schwereminimum, wie auch der Abfall der M-D östlich von München und im niederbayerischen Raum ein Analogon in der Verteilung der Schwere haben. Auch das Augsburger Schwerehoch findet eine gewisse Entsprechung in der Tiefenlage der M-D, obgleich dieses Schwerehoch bereits durch eine Hochlage von oberflächennäheren Schichten erklärt werden kann.

6. STRUKTUR DER ERDKRUSTE UNTER DEN OSTALPEN LANGS EINES ALPENQUERPROFILES ZWISCHEN GARMISCH-PARTENKIRCHEN UND VICENZA

6.1 Zuordnung der Laufzeitkurven und Konstruktion der Grenzflächen.

Die Alpenvorlandprofile liegen in einem Gebiet, das in geologischer und tektonischer Hinsicht relativ unkompliziert gebaut ist. Dementsprechend kann man erwarten, daß auch der Aufbau des tieferen Untergrundes im wesentlichen nicht komplizierter gestaltet ist, als er bisher in anderen Kontinentalgebieten der Erde gefunden wurde. Diese Anschauung hat sich bestätigt, wie ausgeführt wurde. Neben der Mohorovičić-Diskontinuität, welche die Erdkruste vom oberen Erdmantel trennt, konnte die Lage der Conrad-Diskontinuität als eine markante Grenzfläche innerhalb der Kruste ermittelt werden.



Profil E2/B2

Profil L3/E8
Modell B1

Abb. 29 - Laufzeitkurven in nicht-reduzierter Form der Profile E2/B2 - L3/E8 (oben), Schnitt durch die Erdkruste zwischen Bayerischem Wald und Poebene (unten). Im Bereich der Alpen: Modell B1. Bezeichnung der Laufzeitkurven nach Tab. 2 und 3.

Die Förtsch-Diskontinuität, auf deren Vorhandensein andere Messungen Hinweise liefern, konnte bei der vorliegenden Auswertung nicht gefunden werden.

Das S-Profil von Eschenlohe (Profil E8) und das N-Profil von Lago Lagorai (Profil L3) queren den Bereich des alpidischen Orogens (Alpenorogen), das in geologischer Hinsicht ein sehr kompliziert gebauter Krustenteil ist. Es darf angenommen werden, daß der komplizierte Oberflächenaufbau seine Fortsetzung in den tieferen Schichten der alpidischen Kruste findet. Durch ein einziges Profil mit Schuß und Gegenschuß in 154 km Entfernung kann dieser zu erwartende komplizierte Aufbau nicht im einzelnen geklärt werden, vielmehr lassen die vorliegenden Beobachtungen nur pauschale Mittelungen über ein großes Areal zu. Es wird sich also im wesentlichen eine Einteilung in Tiefenbereiche mit unterschiedlicher Geschwindigkeit ergeben, von denen die tieferen Stockwerke unter Umständen mit bekannten Grenzflächen im außeralpinen Raum in Beziehung gebracht werden können.

Die linke Hälfte der Abb. 29 zeigt im oberen Teil die bereits besprochenen Laufzeitkurven des Alpenquerprofiles und im unteren Teil die mit Hilfe des Wellenfrontverfahrens ermittelten Grenzflächen. Dabei wurde hier das Modell B1 (s.u.) zugrunde gelegt.

Die Welle F auf dem Profil E8, für die sich eine Scheingeschwindigkeit von 6.0 km/sec ergibt, kann wegen der geringen intercept time von 0.25 sec der zugehörigen Laufzeitkurve nur innerhalb des Kalkalpin gelaufen sein. Die oberste Grenzfläche unter den Nördlichen Kalkalpen, der die Welle G von Eschenlohe aus zugeordnet wird, trennt nicht-metamorphes Material mit einer Geschwindigkeit um 5.0 km/sec von metamorphem Material mit einer Geschwindigkeit von 5.9 km/sec (vgl. auch Tiefenlinienplan in Abb. 26b). Diese Grenzfläche schließt sich offensichtlich in einem Streifen unter dem Alpennordrand an die Fläche an, welche, als Basis der mesozoischen Sedimente unter dem Alpenvorland definiert (s. Abb. 26a), kristallines Grundgebirge und gebietsweise paläozoische Serien nach oben abgrenzt. Die Problematik der geologischen Deutung dieser Grenzfläche, die unter den Nördlichen Kalkalpen nach Süden zu aufsteigt, wurde bereits an anderer Stelle dargestellt (PRODEHL 1964).

Die Mächtigkeit der Bedeckung des kristallinen Untergrundes im Bereich der Südalpen konnte durch die vorliegenden Beobachtungen nur teilweise bestimmt werden: Die Untergrenze des Quarzporphyrs im Raum Bozen - Lago Lagorai, dem die Welle F des Profiles L3 zugeordnet wurde, ergibt sich aus der Konstruktion mit Hilfe der Welle G vom Lago Lagorai her. Auch hierüber wurde bereits berichtet (BEHNKE et al. 1962).

Die hier diskutierten seismischen Beobachtungen erlauben hingegen keine Aussage über die Mächtigkeit der Sedimente in den Südalpen. Durch das kurze S-Profil von Lago Lagorai (Profil L5) nach Bassano del Grappa ließen sich keine Anhaltspunkte gewinnen. Geologische Säulenprofile mit Mächtigkeitsabschätzungen geben maximal 2000 m an (TOLLMANN 1963). Daher wurde zur Konstruktion der tieferen Grenzflächen südlich des Cima d'Asta-Massives für die Sedimente eine Mächtigkeit von 2 km und in diesen Sedimenten eine Geschwindigkeit von 5.0 km/sec angenommen.

Im Bereich der Ötztaler Gneise lassen sich die beiden Laufzeitkurven H beobachten, denen die relativ niedrige Geschwindigkeit von 5.8 km/sec entspricht (Tab. 3). Die zugehörigen Wellen wurden vermutlich in einer sehr geringen Tiefe geführt.

Auf Grund der Laufzeitkurven J, denen Scheingeschwindigkeiten von 6.3 - 6.4 km/sec entsprechen, ergibt die Konstruktion nach dem Wellenfrontver-

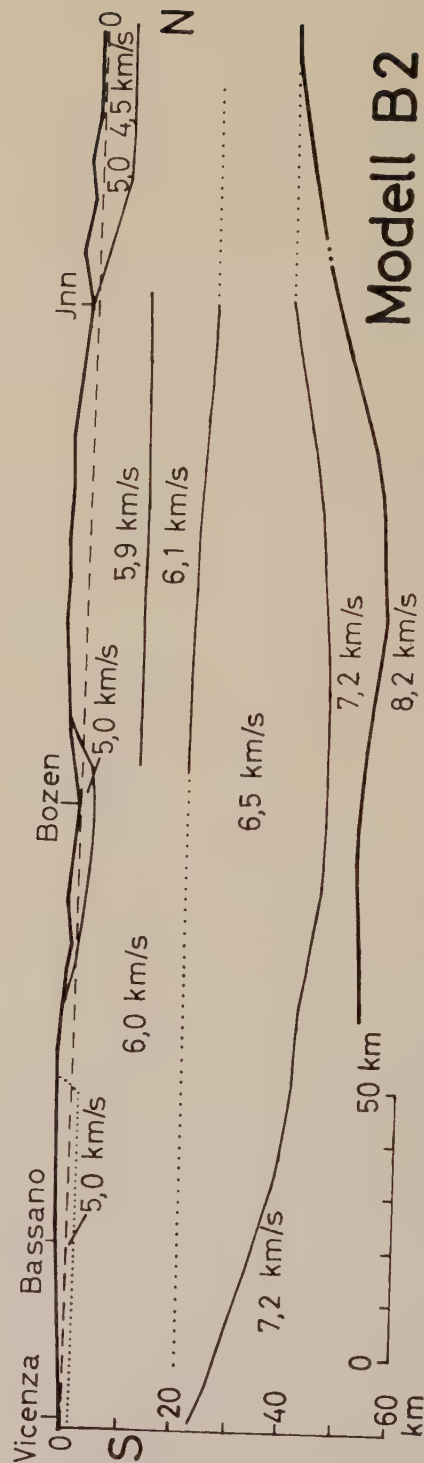
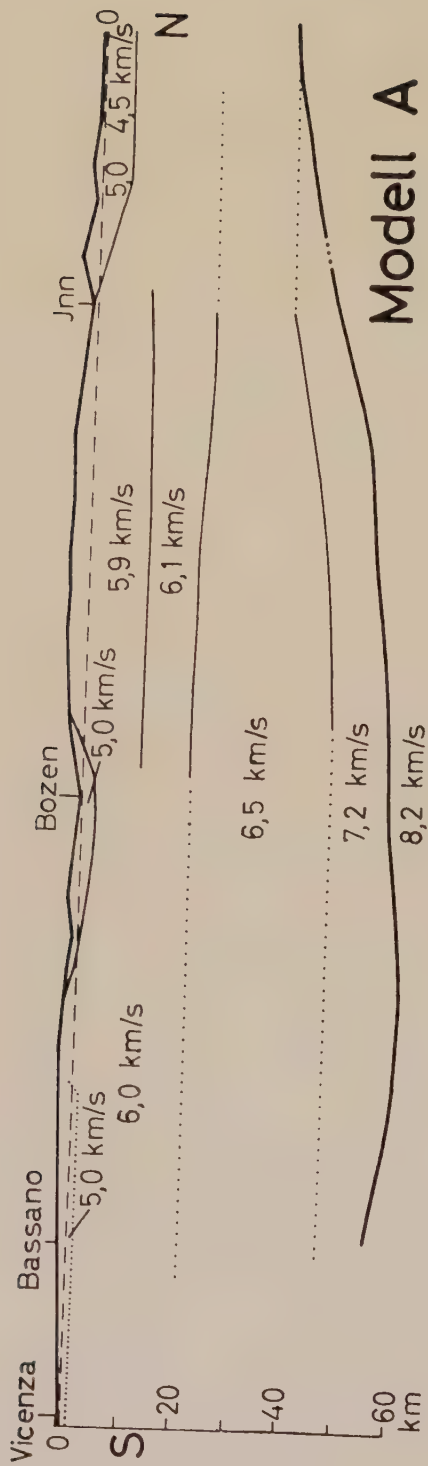


Abb. 30 - Schnitte durch die Erdkruste längs des Alpenquerprofiles L3/E8 — oben: Modell A — unten: Modell B2.

fahren eine Grenzfläche in 11 - 12 km Tiefe, wobei 5.9 km/sec als Deckgebirgsgeschwindigkeit angenommen wurde. Ob diese Grenze in Wirklichkeit eine solche ebene Fläche ist oder ob der Bereich, in welchem sich die Wellen J ausgebreitet haben, völlig anders aufgebaut ist und die erhaltene Fläche nur eine grobe Mittelung über viele Einzelelemente darstellt, kann hier nicht entschieden werden.

Zur Konstruktion der nächsttieferen Grenzfläche wurde 6.1 km/sec als Geschwindigkeit im Hangenden angenommen. Damit folgt für die Grenzfläche, die sich aus den Laufzeitkurven K (Scheingeschwindigkeiten 6.4 bzw. 6.5 km/sec) ergibt, eine Tiefe von 20 - 22 km. Als wahre Geschwindigkeit dieser Schicht ergibt sich 6.5 km/sec.

Bei den soeben beschriebenen Flächen in etwa 10 und 20 km Tiefe fällt auf, daß sich die zugehörigen Einsätze sowohl von Eschenlohe als auch vom Lago Lagorai aus nur im Bereich des Ötztal-Kristallins zwischen Meran und Innsbruck beobachten lassen. Möglicherweise handelt es sich hier um Grenzflächen, die nur unter den Zentralalpen ausgebildet sind.

Wie erwähnt (s. 4.2), ist auf dem Profil E8 die Zuordnung der Einsätze in den Seismogrammen der Stationen ab $\Delta = 180$ km nicht mehr eindeutig (Abb. 11 und 13). Infolgedessen sind verschiedene Modelle A und B (Abb. 29 und 30) konstruiert worden, denen jeweils eine der beiden möglich erscheinenden Zuordnungen zugrunde liegt.

Das Modell A (Abb. 30, obere Hälfte) wird durch die Annahme gestützt, daß die Welle L lediglich bis $\Delta = 190$ km zu beobachten ist und die Wellengruppe zwischen $\Delta = 200$ und 270 km mit relativ großen Amplituden der Welle M angehört, während die schwachen Ersteinsätze bei den Stationen Nr. 47 bis 50 unberücksichtigt bleiben. Die Konstruktion auf Grund der Wellen L, denen Scheingeschwindigkeiten von 6.85 km/sec (Profil E8) bzw. 7.75 km/sec (Profil L3) zukommen, ergibt eine nach Süden einfallende Grenzfläche in 40 - 45 km Tiefe mit einer wahren Geschwindigkeit von ca. 7.2 km/sec. Diese Grenze läßt sich jedoch nur unter dem Bereich der Zentralalpen ermitteln, da auf dem Profil E8, wie angenommen, nur Einsätze bis $\Delta = 190$ km zur Verfügung stehen, während die begrenzte Länge des Profiles L3 der Fortsetzung dieser Grenze nach Norden ein Ende setzt.

Die Mohorovičić-Diskontinuität, der die Welle M zugeordnet wird, kann beim Modell A bis zum Nordrand der Poebene konstruiert werden. Im Bereich unter den Südalpen, in dem bei diesem Modell keine Zwischenschichten ermittelt werden konnten, wurden dabei die unter den Zentralalpen gefundenen Geschwindigkeitsgrenzen 6.0/6.5 - km/sec und 6.5/7.2 - km/sec horizontal bis zur Poebene extrapoliert (in den Abb. 29 und 30 punktiert dargestellt). Die so erhaltene Mohorovičić-Diskontinuität fällt zunächst vom Alpen-nordrand bis unter die Zentralalpen stark ein, liegt hier in 55 km Tiefe, erreicht mit 60 km unter dem Lago Lagorai ihre tiefste Stelle und steigt bis zum Rand der Poebene wieder auf 55 km an. Berechnungen von MÜLLER & TALWANI (1965, mündliche Mitteilung) auf Grund der vorliegenden Schwerebeobachtungen ergeben jedoch Unstimmigkeiten mit Modell A, was zur Interpretation der unten beschriebenen Deutung B führte. Im folgenden Abschnitt wird hierauf noch näher eingegangen.

Der Abfall der Mohorovičić-Diskontinuität nach Süden unter den Kalkalpen (Abb. 29) stützt sich auf das bis in das Ortler Massiv reichende SSW-Profil von Böhmischbruck (Profil B2). Auch hier mußten die Geschwindigkeitsgrenzen 6.0/6.5 - km/sec und 6.5/7.2 - km/sec horizontal nach Norden ins Alpenvorland extrapoliert werden. Die Grenze 6.5/7.2 - km/sec trifft dabei

etwa unter Eschenlohe auf die nach Norden aufsteigende Mohorovičić-Diskontinuität. Die Tiefe der M-D unter dem Schußpunkt Eschenlohe ergibt sich damit zu ca. 38 km unter NN.

Die Modelle B1 (*Abb. 29*, linke Hälfte) und B2 (*Abb. 30*, untere Hälfte) stützen sich auf die Annahme, daß auf dem Profil E8 die Ersteinsätze in den Seismogrammen der Stationen Nr. 47 bis 50 der Welle M zuzurechnen sind, während die Wellengruppe zwischen $\Delta = 200$ und 270 km mit relativ großen Amplituden der Welle L angehört (*Abb. 11*). Damit erhöht sich die Scheingeschwindigkeit der Welle L auf dem Profil E8 bei der Schußpunktentfernung $\Delta = 200 - 210$ km von 6.85 auf 8.3 km/sec, was einem steilen Anstieg der zugehörigen Grenzfläche unter den Südalpen entspricht. An dem Verlauf dieser Grenze unter den Zentralalpen ist gegenüber Modell A keine Änderung zu erwarten, da sich die Auswertung für diesen Bereich in beiden Fällen auf die gleichen Laufzeitkurven und damit die gleichen Wellenfronten stützt. Durch die Verlängerung der Laufzeitkurven L auf dem Profil E8 steht jetzt aber auch im Bereich unter den Südalpen ein Wellenfeld zur Verfügung, das die konstruktive Fortsetzung der Geschwindigkeitsgrenze 6.5/7.2 - km/sec nach Süden erlaubt. Dabei wurde wie beim Modell A die Geschwindigkeitsgrenze 6.0/6.5 - km/sec von den Zentralalpen bis zur Poebene horizontal extrapoliert. Die Fortsetzung der gesuchten Grenzfläche nach Süden wurde mit zwei verschiedenen Geschwindigkeiten 7.4 und 7.2 km/sec im liegenden Medium durchgeführt. Daraus ergeben sich die beiden Modelle B1 (7.4 km/sec) und B2 (7.2 km/sec). In beiden Fällen ließ sich die Grenze bis zum Nordrand der Poebene konstruieren; sie steigt in Modell B1 bis auf 30 km (*Abb. 29*), in Modell B2 bis auf 25 km unter NN an (*Abb. 30*, unten).

Die Mohorovičić-Diskontinuität ließ sich in den Modellen B1 und B2 nur bis unter das Gebiet des Lago Lagorai verfolgen, da die zugehörige Welle M nach der Deutung B (*Abb. 11*) nur bis $\Delta = 240$ km (Stations-Nr. 50) beobachtet werden kann. Infolge der zeitlich früher liegenden Ersteinsätze bei den Stationen Nr. 47 bis 50 ist die erreichte Tiefe hier mit 52 - 53 km geringer als im Modell A. Die tiefste Stelle liegt in Modell B1 und B2 unter den Zentralalpen in 55 - 56 km Tiefe. Der Verlauf der Grenzfläche ist bei beiden Modellen B1 und B2 nahezu der gleiche: Der Unterschied in der Tiefe der M-D beträgt nur 0 - 2 km unter den Zentralalpen und 0 - 0.5 km unter der Bozener Quarzporphyrplatte.

Wie auf den Profilen, die von Eschenlohe ins Alpenvorland führen, und auf dem E-Profil von Lago Lagorai (GIESE & VISINTINI 1964) deuten auch bei dem S-Profil von Eschenlohe (E8) ab einer Schußpunktentfernung $\Delta = 190$ km Einsätze mit großen Amplituden auf einen Geschwindigkeitsgradienten in der unteren Erdkruste hin. Allerdings läßt sich mit dem bisher vorliegenden Seismogrammmaterial keine genauere Bestimmung dieses Gradienten vornehmen.

6.2 Diskussion der Ergebnisse.

Die drei Modelle A, B1 und B2 unterscheiden sich lediglich im Bau der unteren Erdkruste. Die oberen Grenzflächen in 10 und 20 km Tiefe sind in allen Modellen dieselben.

Die oberste Grenze unter den Zentralalpen liegt im gleichen Tiefenbereich, in welchem REICH (1957, 1958, 1960a, b) am Alpennordrand die Förttsch-Diskontinuität findet. Ob diese Grenzflächen miteinander in Verbindung gebracht werden dürfen, erscheint fraglich; denn sie liegen unter völlig verschiedenen geologischen Einheiten. Wie schon erwähnt, ist nicht sicher, ob es

sich hierbei um eine Grenzfläche oder nur eine Mittelung über viele Einzel-elemente handelt.

Die nach der Tiefe hin folgende Grenze in 20-22 km unter NN charakterisiert den gleichen Geschwindigkeitssprung wie die Conrad-Diskontinuität im Alpenvorland. Da jedoch das Wellenbild in den Seismogrammen einen völlig anderen Charakter zeigt (s. 4.2), wird von der Bezeichnung « Conrad-Diskontinuität » für diese Grenzfläche innerhalb der Alpen abgesehen. Dennoch ist es wahrscheinlich, daß diese Geschwindigkeitsgrenze sich mehr oder weniger horizontal ins Alpenvorland fortsetzt.

Den gleichen Sachverhalt, daß nämlich Material mit Geschwindigkeiten um 6.0 km/sec wie in Kontinentalgebieten außerhalb von Orogenen auch innerhalb von « Gebirgswurzeln » nur bis in 20 km Tiefe reicht, haben ebenfalls BEHNKE & CHOUDHURY (1963, 1964) auf dem Profil zwischen Lago Bianco und Lago Lagorai, PETERSCHMITT et al. (1963, 1964) auf dem NE-Profil von Lago Lagorai und GIESE & VISINTINI (1963, 1964) auf dem E-Profil von Lago Lagorai gefunden. Auch in den Westalpen scheint das « granitische » Material nicht in größere Tiefen als bis 22 km zu reichen (GROUPE D'ETUDES 1963).

Ähnliche Ergebnisse sind aus seismischen Untersuchungen im Tien Schan (GAMBURTSEV & VEYTSMAN 1956), in der Sierra Nevada (GUTENBERG 1951, 1952; GROSSLING 1959), in Montana (STEINHART & MEYER 1961), im Colorado Plateau (WOOLLARD 1960; COOK 1962, S. 323) und in Alaska (WOOLLARD et al. 1960) bekannt geworden. Allerdings gibt es offensichtlich auch Gebiete mit Gebirgswurzeln, in denen die obere Kruste eine ähnliche Verdickung wie die gesamte Kruste aufweist, wie z. B. die Untersuchung von KOSMINSKAYA et al. (1958) der Pamir-Altai-Zone zeigt, wo die Granitzone bis zu 40 km mächtig wird.

BEDERKE (1964a, b) erklärt die Beobachtung, nach welcher die Hauptmasse der Wurzeln dieser Gebirge aus Material der unteren Kruste zu bestehen scheint, folgendermaßen: Bei der Bildung der Gebirgswurzeln hat eine partielle Aufschmelzung des Grundgebirges und damit eine Entmischung stattgefunden, bei welcher der gebildete Granit nach oben ausgewandert ist, während die Rückstände, die in der Tiefe angesammelt wurden, vorwiegend aus feldspat- und quarzarmen kinzingitartigen Cordierit-, Granat- und Sillimanitgneisen bestehen, als hohe Dichte und hohe Schallgeschwindigkeiten besitzen. BEDERKE neigt daher zu der Annahme, daß der obere Teil der unteren Erdkruste aus derartigen Gneisen besteht.

Die Schicht, für die eine wahre Geschwindigkeit von 7.2 bzw. 7.4 km/sec angenommen wurde, ließ sich — wie bereits erwähnt — im Alpenvorland nicht nachweisen. Sie konnte im Modell A nur für den Bereich zwischen Innsbruck und Meran, in Modell B1 und B2 dagegen bis zum Nordrand der Poebene konstruiert werden. Dabei fällt ihre obere Grenze zunächst vom Nordrand der Alpen bis auf etwa 45 km Tiefe unter den Zentralalpen ein und steigt in den Modellen B1 und B2 nach Süden bis auf 30 bzw. 25 km unter der Oberfläche wieder an.

Die nochmalige Aufteilung der Unterkruste unter den Alpen fand bereits CALOI (1957, 1958; CALOI et al. 1956) auf Grund von Erdbebenuntersuchungen unter der Poebene und den Südalpen. Er gibt für den Bereich der Südalpen einen Schnitt durch die Kruste wieder (1958, Abb. 4, s. 88), der im Prinzip mit den Modellen B1 und B2 übereinstimmt - von den absoluten Tiefen abgesehen. Allerdings sind die Geschwindigkeiten, die CALOI angibt, niedriger (5.1-5.7, 6.1, 6.9, 8.2-8.0 km/sec), wodurch sich eine bis zu 10 km geringere Krustenmächtigkeit ergibt. Die in der vorliegenden Arbeit gefun-

denen Geschwindigkeiten (6.0, 6.5, 7.2-7.4, 8.2 km/sec) und somit die größeren Tiefen dürften aber eher die wahren Verhältnisse widerspiegeln, da sich diese Ergebnisse auf Beobachtungen von Sprengungen gründen, bei welchen Sprengort und Sprengzeit genau bekannt sind.

Wie die Modelle B1 und B2 zeigen, besteht die Möglichkeit, daß die Schicht, für die sich Geschwindigkeiten um 7.2-7.4 km/sec ergeben, nach Süden zur Poebene aufsteigt. Damit ist ein direkter Vergleich dieses Gebietes mit der Zone von Ivrea naheliegend (GROUPE D'ETUDES 1963). Beide Bereiche werden durch Schwerehochs gekennzeichnet, in deren Zentren bei Ivrea (Westalpen) und bei Verona (Ostalpen) die Bouguerschwere +25 mgal erreicht (de BRUYN 1955; MORELLI 1962). Es liegt also die Vermutung nahe, daß es sich in beiden Gebieten um einen ähnlichen Aufbau der unteren Kruste handeln könnte. Dieses Ergebnis erhalten auch MÜLLER & TALWANI (1965, mündliche Mitteilung) bei ihren Berechnungen eines Krustenmodelles für die Ostalpen auf Grund der vorliegenden Schwerebeobachtungen. Hierbei ergibt sich ebenfalls die Existenz einer Schicht unter dem gesamten Ostalpenkörper, der Geschwindigkeiten von 7.2-7.4 km/sec entsprechen (Dichte etwa 3.2 g/cm³). Die Oberfläche dieser Schicht muß nach den Berechnungen nach Süden gegen die Poebene sehr stark ansteigen, MÜLLER & TALWANI erhalten sogar nur eine Tiefe von etwa 15-20 km am Südrand der Alpen. Auffallend ist auch das Auftreten von basischen Ergußgesteinen in weiten Arealen der Vicentinischen Alpen (GEOLOGISCHE KARTE von H. VETTERS 1937; de BOER 1963).

Es ist anzunehmen, daß in der Schicht mit Geschwindigkeiten von 7.2-7.4 km/sec eine Art Übergangsmaterial zwischen Krusten- und Mantelgesteinen vorliegt. Auch BEHNKE & CHOUDHURY (1964) finden eine Unterteilung der unteren Kruste bei der Auswertung des Profils zwischen Lago Bianco und Lago Lagorai. Die obere Grenze der Schicht mit einer Geschwindigkeit von 7.4 km/sec liegt dort etwa in 45-48 km Tiefe.

Solches Übergangsmaterial wurde außerhalb der Alpen in Europa bisher nicht gefunden. Eine Untersuchung von COOK (1962) läßt vermuten, daß dieses Übergangsmaterial, das der Autor als « Mantle-Crust Mix » bezeichnet, nur unter bestimmten aktiven Gürteln zu finden ist. COOK führt u.a. als Beispiele die Basin and Range Province in Nordamerika und die benachbarten Gebiete der Sierra Nevada und des Colorado-Plateau an und gibt einen Schnitt durch die Kruste wieder (COOK 1962, Abb. 4c, S. 327). Die Tiefe der oberen Grenze der Übergangsschicht reicht von 25 bis 47 km und die Geschwindigkeit in ihr schwankt zwischen 7.4 und 7.7 km/sec, während für die gesamte Kruste Mächtigkeiten von 50 bis 72 km angegeben werden. Unter dem Colorado-Plateau teilt sich die untere Kruste in eine 21 km und eine 9 km mächtige Schicht (Geschwindigkeiten 6.3 bzw. 7.3-7.4 km/sec), deren Zwischengrenze in 39 km Tiefe liegt, während die Mohorovičić-Diskontinuität in 48 km Tiefe angetroffen wird (COOK 1962, S. 329; WOLLARD 1960).

Weitere Gegenden, in denen Material mit Geschwindigkeiten von 7.2-7.7 km/sec gefunden wurde, sind u.a. Canada (RICHARDS & WALKER 1959), Alaska (WOOLLARD et al. 1960), die Hochebene der Anden und das Zentralplateau von Mexiko (WOOLLARD 1960), der Rocky Mountain-Zug in Westmontana (STEINHART & MEYER 1961) und Neumexiko (STEWART & PAKISER 1962). Auch in Asien, in Südost-Turkmenistan und im Tien Schan, wurden Geschwindigkeiten von 7.2-7.6 km/sec für die untere Kruste erhalten (GODIN et al. 1961).

Das Vorkommen von Schichten, in denen Geschwindigkeiten von 7.2-7.7 km/sec gemessen wurden, beschränkt sich, wie COOK im einzelnen ausführt,

auf tektonisch aktive Gürtel, in Kontinentalgebieten also vornehmlich auf Gebirgswurzeln. Unter Gebieten mit normaler Krustenmächtigkeit von etwa 30 km wurde hingegen Material mit dieser Geschwindigkeit bisher nicht gefunden. Jedoch weist der Geschwindigkeitsgradient zwischen Conrad- und Mohorovičić-Diskontinuität, der sich unter der süddeutschen Molasse bei allen Profilen von Eschenlohe andeutet, darauf hin, daß auch hier diese Übergangsschicht nicht gänzlich zu fehlen scheint. Nur dürfte das Übergangsma-terial, das unmittelbar über der Mohorovičić-Diskontinuität zu erwarten ist, eine sehr geringe Mächtigkeit aufweisen, da keine längere Laufzeitkurve beobachtet wurde.

Seismische Untersuchungen in bezug auf die Lage der Mohorovičić-Diskontinuität in den Gebieten der tertiären Faltengebirge in Nord- und Südamerika und in Zentralasien haben ergeben, daß diese Gebirge eine Wurzelzone besitzen, d. h. die Mohorovičić-Diskontinuität liegt hier besonders tief. Für die nordamerikanischen jungen Faltengebirge wurden Tiefen von 50 bis 75 km bestimmt (BERG et al. 1960; BYERLY 1956; CARDER & BAILEY 1958; DIMENT et al. 1961; EATON 1963; JACKSON et al. 1963; PRESS 1960; SMITH 1962; STEINHART & MEYER 1961; STEWART & PAKISER 1962; TATEL et al. 1953; TATEL & TUVE 1955; WOOLLARD 1960). Auch unter den Anden erreicht die Mohorovičić-Diskontinuität eine Tiefe von etwa 70 km (WOOLLARD 1960). Zu ähnlichen Ergebnissen kommen russische Autoren für Zentralasien; die Mohorovičić-Diskontinuität erreicht unter dem Tien Schan, Pamir und dem Kaukasus ebenfalls Tiefen zwischen 50 und 70 km BALAVADZE & TVALDVADZE 1957; GAMBURTSEV & VEYTSMAN 1956; GODIN et al. 1961; KOSMINSKAYA et al. 1958; MASSARSKY 1962; ULOMOV 1962; VEYTSMAN et al. 1957). Unter Einbeziehung weiterer Arbeiten von russischen Autoren zeichnen CLOSS & BEHNKE (1961, Abb. 4, S. 322) einen Schnitt durch die Kruste längs eines West-Ost-Profiles zwischen Süddeutschland und dem Pamir.

Für die Alpen haben CALOI (1952, 1957, 1958; CALOI et al. 1956) und di FILIPPO & MARCELLI (1952) eingehendere Erdbebenuntersuchungen vorgenommen und dabei unter den Südalpen eine Wurzelzone ermittelt. GUTENBERG (1957) schließt auf Grund der seinerzeit vorliegenden Ergebnisse, daß die Wurzel unter den Alpen im Süden stärker ausgeprägt sei als im Norden. Die Profile, die REICH (1957, 1958, 1960) bei seinen Untersuchungen am Nordrand der Alpen zur Verfügung standen, waren zu kurz, um Aussagen über größere Tiefen als 10 km zu gestatten. In den Jahren 1956, 1958 und 1960 wurde in den Westalpen eine Reihe von Sprengungen abgetan, um in diesem Bereich die Krustenstruktur zu untersuchen (GROUPE D'ETUDES 1963). Wenn auch über die Deutung der Messungen in den Westalpen noch keine volle Einigkeit besteht, so ist doch sicher, daß im Bereich der Westalpen die Erdkruste wenigsten 40-50 km mächtig ist. Auch KNOPOFF (1963) findet aus Oberflächenwellenbeobachtungen in den Westalpen eine mittlere Tiefe der Mohorovičić-Diskontinuität von 51 ± 5 km.

In den Jahren 1961 und 62 wurden die eingangs erwähnten Sprengungen im Lago Lagorai ausgeführt, deren erste Auswertung die Lage einer Alpenwurzel auch unter den Ostalpen bestätigte (BEHNKE et al. 1962). Eine erste Auswertung der Messungen auf dem E-Profil von Lago Bianco, koordiniert mit dem W-Profil von Lago Lagorai, durch BEHNKE & CHOUDHURY (1964) ergibt eine Tiefe der Mohorovičić-Diskontinuität von 65 km unter der Bernina-Gruppe, während vorläufige Auswertungen der Messungen auf dem NE-Profil (PETERSCHMITT et al. 1963, 1964) und auf dem E-Profil von Lago Lagorai (GIESE & VISINTINI 1963, 1964) für die Mohorovičić-Diskontinui-

tät eine Tiefe von 50 km unter den karnischen Alpen ergeben. GUHA (1963) ermittelt bei der Bearbeitung von Reflexionsmessungen eine Tiefe der Mohorovičić-Diskontinuität von 45-50 km unter dem Lago Lagorai. MÜLLER & TALWANI (1965, mündliche Mitteilung) erhalten an Hand der Schwerebeobachtungen für die Mohorovičić-Diskontinuität eine Tiefe von etwa 50 km unter den Zentralalpen und eine maximale Tiefe von 45 - 50 km unter den Südalpen.

Betrachtet man die Tiefenlage der Mohorovičić-Diskontinuität, wie sie aus den Modellen A, B1 und B2 des in dieser Arbeit vorgelegten Alpenquerprofiles zwischen Garmisch-Partenkirchen und Vicenza folgt, so zeigt sich, daß die Ergebnisse der Modelle B1 und B2 die bessere Übereinstimmung mit den oben beschriebenen Tiefenangaben der Nachbarprofile und des Ostalpenmodelles von MÜLLER & TALWANI zeigen. Eine Entscheidung, ob das Modell B1 oder das Modell B2 die wahren Verhältnisse besser darstellt, kann vorerst nicht getroffen werden. In dem in Abb. 28 vorgelegten Tiefenlinienplan der Mohorovičić-Diskontinuität und in dem Profilschnitt vom Bayerischen Wald bis zur Poebene (Abb. 29) wurde das Modell B1 zugrunde gelegt, da die Geschwindigkeit 7.4 km/sec in der untersten Schicht der Kruste mit der Geschwindigkeit übereinstimmt, wie sie unter den Westalpen für die « Ivrea-Schicht » und auf dem West-Ost-Profil zwischen Lago Bianco und Lago Lagorai ebenfalls für die unterste Schicht der Kruste gefunden wurde. Die Ergebnisse von MÜLLER & TALWANI sprechen allerdings mehr dafür, daß Modell B2 die wahren Verhältnisse am besten annähert.

Ein Vergleich der Ergebnisse mit der Karte der Bouguer-Schwere (de BRUYN 1955) zeigt, daß die tiefste Lage der Mohorovičić-Diskontinuität von 55 km unter den Zentralalpen mit einem Minimum der Bouguer-Schwere von -160 mgal zusammenfällt. Die vom Alpenvorland nach Süden zu abnehmende Schwere findet also eine qualitative Erklärung in dem Abtauchen der Mohorovičić-Diskontinuität, wie MÜLLER & TALWANI es auch quantitativ deuten. Die Zunahme der Schwere südlich der Zentralalpen nach Süden hingegen ist offensichtlich weitgehend durch den Aufbau der unteren Kruste bedingt.

DANKSAGUNG

Die vorliegende Arbeit wurde am Institut für Angewandte Geophysik der Ludwig-Maximilians-Universität in München ausgeführt.

Mein besonderer Dank gebührt Herrn Prof. Dr. G. Angenheister für die Übertragung und Unterstützung dieser Arbeit. Ferner möchte ich Herrn Privatdozenten Dir. Dr. O. Förtsch und ganz besonders Herrn Dr. P. Giese, die mich bei der Durchführung der Arbeit unterstützt und beraten haben, vielmals danken.

Herrn Prof. Dr.-Ing. A. Maucher und Herrn Prof. Dr. H. J. Schneider danke ich für die Beratung in geologischen Fragen.

Es sei besonders auf die Unterstützung der Deutschen Forschungsgemeinschaft hingewiesen, die durch die Bewilligung der erforderlichen Mittel diese Untersuchungen ermöglichte. Ebenfalls sei Herrn Prof. Dr. C. Morelli gedankt, in dessen Händen die Organisation der Sprengungen im Lago Lagorai lag.

Herrn Dr. P. Giese sei an dieser Stelle für die Überlassung von Auswertungsergebnissen gedankt, Herrn Dr. A. Hess verdanke ich die Zeichnung der schematischen geologischen Übersichtskarte des Alpenquerprofiles, Herrn

Prof. Dr. S. Müller möchte ich für die wertvolle Diskussion und seine mündliche Mitteilung danken.

Schließlich möchte ich auch allen denjenigen, die am Schwerpunktprogramm der Deutschen Forschungsgemeinschaft zur « geophysikalischen Erforschung des tieferen Untergrundes Mitteleuropas » beteiligt waren, für die Mühe danken, die sie bei den zahlreichen Feldmessungen haben aufwenden müssen, an denen ich auch selbst teilnehmen konnte.

L I T E R A T U R

*Die mit * gekennzeichneten Arbeiten sind im Text nicht zitiert, enthalten jedoch ergänzende Beiträge zum Thema.*

- Angenheister G., 1963 - *Vermessung des erdmagnetischen Feldes längs Profilen im nördlichen Alpenvorland und in den Alpen (ΔZ , ΔT)*, 1958-1962, Teil I. Geophys. Obs. Fürstfeldbruck d. Ludwig-Maximilians-Universität München, Serie B, Nr. 3.
- Ansel E. A., 1931 - *Das Impulsfeld der praktischen Seismik in graphischer Behandlung* - Gerl. Beitr. z. Geophysik I.
- Balavazde B. K. & G. K. Tvaldvaze, 1957 - *Structure of the Earth's Crust in Georgia from Geophysical Evidence* - Abstr. Reports 9th Ass. IGGU, Acad. USSR, S. 15-18.
- Båth M., 1961 - *Die Conrad-Diskontinuität* - Freiburger Forschungshefte C 101, S. 5-34.
- Bederke E., 1964a - *Der Unterbau der jungen Faltengebirge* - Bad Kreuznacher DFG-Kolloquium 10 V 12.
- Bederke E., 1964b - *Die Gebirgswurzeln und der Gesteinsaufbau der tiefen Erdkruste* - Comm. Séism. Europ., Réunion de Budapest, MS 40.
- Behnke C. & M. A. Choudhury, 1963 - *Das Westprofil Lago Lagorai* - 2. Stuttgarter DFG-Kolloquium 23 V 17.
- Behnke C. & M. A. Choudhury, 1964 - *A Seismic Refraction Reverse Profile Dolomites - Tessin Alps* - Comm. Séism. Europ., Réunion de Budapest, E 4.
- Behnke C., P. Giese, C. Prodehl, G. de Visintini, 1962 - *Seismic Refraction Investigations in the Dolomites for the Exploration of the Earth's Crust in the Eastern Alpine Area* - 1961, Boll. di Geofisica Teor. ed Appl. 4, S. 110-132.
- * Berckhemer H., St. Müller, M. Sellevoll, 1961 - *Die Krustenstruktur in SW-Deutschland aus Phasengeschwindigkeitsmessungen an Rayleigh-Wellen* - Z. f. Geophysik 27, S. 151-163.
- Berg J. W., K. L. Cook, H. D. Narans, W. M. Dolan, 1960 - *Seismic Investigation of Crustal Structure in the Eastern Part of the Basin and Range Province* - Bull. Seism. Soc. Am. 50, S. 511-535.
- Boer J. de, 1963 - *The Geology of the Vicentinian Alps (NE Italy)* - Utrecht.
- * Bolt B. A., H. A. Doyle, D. J. Sutton, 1958 - *Seismic Observations from the 1956 Atomic Explosions in Australia* - Geophys. J. I, S. 135-145.
- Bortfeld R., 1964 - *Synthetic Refraction Arrivals and Wide-Angle Reflections* - Geophys. Prospecting 12, S. 100-114.
- Brockkamp B., 1931 - *Seismische Beobachtungen von Steinbruchsprengungen* - Z. f. Geophysik 7, S. 295.
- Bruyn J. W. de, 1955 - *Isogam Maps of Europe and North Africa* - Geophys. Prospecting 3, S. 1-14.
- Byerly P., 1956 - *Subcontinental Structure in the Light of Seismological Evidence* - Advances in Geophysics 3, S. 105-152.
- Caloi P., 1952 - *Struttura Geologico-Sismica dell'Europa Centro-Meridionale, dell'Italia e del Mediterraneo Centro-occidentale, quale risulta da recenti ricerche compiute in Italia* - Ann. di Geofisica 5, S. 507-518.
- Caloi P., 1957 - *Caratteristiche della crosta terrestre dalle Alpi agli Appennini* - Ann. di Geofisica 10, S. 189-192.
- Caloi P., 1958 - *The Crust of the Earth, from the Appenines to the Atlantic, Reconstructed in Accordance with the Data Supplied by Seismic Surveys* - Z. f. Geophysik 24, S. 65-95.
- Caloi P., M. de Panfili, D. di Filippo, L. Marcelli, M. C. Spadea, 1956 - *Terremoti della Val Padana del 15-16 Maggio 1951* - Ann. di Geofisica 9, S. 63-105.

- Carder D. S. & L. F. Bailey, 1958 - *Seismic Wave Travel Times from Nuclear Explosions* - Bull. Seism. Soc. Am. 48, S. 377-398.
- Clement A. & C. Layat, 1961 - *Corrélation à Distance Constante en Séismique Réfraction* - Geophys. Prospecting 9, S. 296-314.
- * Closs H., 1959 - *Über Erfahrungen mit Sprengungen zur Untersuchung der höheren Teile der Erdkruste in Deutschland* - Ann. di Geofisica 12, S. 257-271.
- * Closs H., 1963 - *Der tiefere Untergrund der Alpen nach neuen seismischen Messungen* - Geol. Rundschau 53, S. 630-649.
- Closs H. & C. Behnke, 1961 - *Fortschritte der Anwendung seismischer Methoden in der Erforschung der Erdkruste* - Geol. Rundschau 51, S. 315-330.
- Closs H., A. Hahn, A. Schleusener, 1957 - *Bemerkungen zur Karte der Schwerestörungen des deutschen Alpenvorlandes* - Geol. Jb. 72, S. 503-528.
- Closs H. & C. Morelli, 1962 - *Seismic Experiments in the Dolomites (Lago Lagorai) to Investigate the Earth's Crust in the Eastern Alpine Area* - Z. f. Geophysik 28, S. 249-257 und Boll. di Geofisica Teor. ed Appl. 4, S. 99-109.
- Conrad. V., 1925 - *Laufzeitkurven des Tauernbebens vom 28-11-1923* - Mitt. Erdb. Komm., Wien, Akad. Wiss., Neue Folge - Nr. 59.
- Cook K. L., 1962 - *The Problem of the Mantle-Crust Mix: Lateral Inhomogeneity in the Uppermost Part of the Earth's Mantle* - Advances in Geophysics 9, S. 296-360.
- * Cram J. H., 1961 - *A Crustal Structure Refraction Survey in South Texas* - Geophysics 26, S. 560-573.
- Diment W. H., S. W. Stewart, J. C. Roller, 1961 - *Crustal Structure from the Nevada Test Site to Kingsman, Arizona, from Seismic and Gravity Observations* - J. Geophys. Res. 66, S. 201-214.
- Eaton J. P., 1963 - *Crustal Structure from S. Francisco, California, to Eureka, Nevada, from Seismic-Refraction Measurements* - J. Geophys. Res. 68, S. 5789-5806.
- Filippo D. di & L. Marcelli, 1952 - *Struttura della Crosta terrestre in Correspondenza dell'Italia Centrale (Gran Sasso)* - Ann. di Geofisica 5, S. 569-579.
- Förtsch O., 1951 - *Analyse der seismischen Registrierung der Gross-sprengung bei Haslach im Schwarzwald am 28-4-48* - Jb. f. Bodenforschung 66, S. 65-80.
- Fuchs K., 1962 - *Ein Refraktionsprofil vom Harz bis zum Alpenrand* - 1. Stuttgarter DFG-Kolloquium 4 V 5.
- Fuchs K., 1963 - *Die Gegenschussprofile Hilders - Eschenlohe und Hilders-Adelebsen* - 2. Stuttgarter DFG-Kolloquium 22 V 2 - 3.
- Fuchs K. & W. Kaminski, 1964 - *Bemerkungen zur Auswertung auf dem Refraktionsprofil vom Harz bis zum Alpenrand* - Bad Kreuznacher DFG-Kolloquium 9 N 4.
- * Fuchs K. & O. Kappelmeyer, 1962 - *Report of Reflection Measurements in the Dolomites - September 1961* - Boll. di Geofisica Teor. ed Appl. 4, S. 133-141.
- Fuchs K., St. Müller, E. Peterschmitt, J. P. Rothé, A. Stein, K. Strobach, 1963 - *Krustenstruktur der Westalpen nach refraktionsseismischen Messungen* - Gerl. Beitr. z. Geophysik 72, S. 149-169.
- Gaenger R., 1954 - *Regionale magnetische Untersuchungen in den Berchtesgadener Kalkalpen und ihrem Vorland* - Dissertation der Ludwig-Maximilians-Universität München.
- * Gagelgang A. A., E. J. Galperin, J. P. Kosminskaya, P. M. Kraksina, 1959 - *Der Aufbau der Erdkruste im Zentralteil des Kaspischen Meeres nach den Ergebnissen der seismischen Tiefensondierung* - Bergakademie 11, S. 240-241.
- Gamburtsev G. A. & P. S. Veytsman, 1956 - *Comparison of Deep Sounding Data on the Earth's Crustal Structure in the Region of the Northern Tien-Shan-Mountains* - Izv. Akad. Nauk. SSSR, Ser. Geofiz., S. 1036-1043.
- German Research Group for Explosion Seismology, 1964 - *Crustal Structure in Western Germany* - Z. f. Geophysik 30, S. 209-234.
- Giese P., 1963 a - *Some Results of Seismic Refraction Work at the Gepatsch Glacier in the Oetzal Alps* - Publ. No. 61 I.A.S.H., Comm. of Snow and Ice, S. 154-161.
- Giese P., 1963 b - *Die Geschwindigkeitsverteilung im obersten Bereich des Kristallins, abgeleitet aus Refraktionsbeobachtungen auf dem Profil Böhmischesbruck - Eschenlohe* - Z. f. Geophysik 29, S. 197-214.
- Giese P., 1963 c - *Das Profil Böhmischesbruck - Eschenlohe (Geschwindigkeitsgradient und Zone geringerer Geschwindigkeit)* - 2. Stuttgarter Kolloquium 22 N 9.
- Giese P., 1964 - *Beispiele zur Geschwindigkeitsverteilung im obersten Bereich der Erdkruste* - Bad Kreuznacher DFG-Kolloquium 9 N 6.

- Giese P. & G. de Visintini, 1963 - *Vorläufige Auswertung des Lago Lagorai Ost-Profiles* - 2. Stuttgarter DFG-Kolloquium 23 V 16.
- Giese P. & G. de Visintini, 1964 - *Ergebnisse des Lago Lagorai E-Profiles* - Comm. Séism. Europ., Réunion de Budapest, E 2.
- Godin J. A. & A. V. Egerkin, 1961 - *Der Bau der Erdkruste im Südosten der russischen Plattform nach Ergebnissen regionaler seismischer Arbeiten* - Bergakademie 6, S. 420-422.
- Godin Ya. N., B. S. Vol'Vovski, J. S. Vol'Vovski, K. E. Fomenko, 1961 - *Determination of the Structure of the Earth's Crust by Means of Regional Seismic Investigations on the Russian Platform and in Central Asia* - Izv. Akad. Nauk. SSSR, Ser. Geofiz., S. 1464-1471 (engl. ed.: S. 955-962).
- Grossling B. F., 1959 - *Seismic Waves from the Underground Atomic Explosion in Nevada* - Bull. Seism. Soc. Am. 49, S. 11-32.
- Groupe d'Etudes des Explosions Alpines, 1963 - *Recherches séismologiques dans les Alpes occidentales au moyen de grandes explosions en 1956, 1958 et 1960* - Mémoire Collectif, Année Géophysique Internationale, C.N.R.S. Sér. XII, Fasc. 2.
- Guha S., 1963 - *Reflexionsseismische Messungen in den Dolomiten (Lago Lagorai 1962)* - 2. Stuttgarter DFG-Kolloquium 23 N 18.
- Gutenberg B., 1951 - *Revised Travel Times in Southern California* - Bull. Seism. Soc. Am. 41, S. 143-163.
- Gutenberg B., 1952 - *Waves from Blasts Recorded in Southern California* - Trans. Am. Geophys. Un. 33, S. 427-431.
- Gutenberg B., 1957 - *Zur Frage der Gebirgswurzeln* - Geol. Rundschau 46, S. 30-38.
- Gutenberg B., 1959 - *Wave Velocities below the Mohorovičić-Discontinuity* - Geophys. J. 2, S. 348-351.
- Hagedoorn J. G., 1959 - *The Plus-Minus-Method of Interpreting Seismic Refraction Sections* - Geophys. Prospecting 7, S. 158-182.
- * Hales A. L., 1960 - *Seismic and Gravity Research on Crustal Structure in South Africa* - J. Geophys. Res. 65, S. 2156-2168.
- * Healy J. H., 1963 - *Crustal Structure along the Coast of California from Seismic-Refraction Measurements* - J. Geoph. Res. 68, S. 5777-5787.
- Herrin E. & J. Taggart, 1962 - *Regional Variations in P_n Velocity and their Effect on the Location of Epicenters* - Bull. Seism. Soc. Am. 52, S. 1037-1046.
- Hess H. H., 1964 - *Seismic Anisotropy of the Uppermost Mantle under Oceans* - Nature 203, 4945, S. 629-631.
- Jackson W. H., S. W. Stewart, L. C. Pakiser, 1963 - *Crustal Structure in Eastern Colorado from Seismic-Refraction Measurements* - J. Geophys. Res. 68, S. 5767-5776.
- Jordan K., 1960 - *Tafeln zur Umrechnung der Gauss-Krüger-Koordinaten ins benachbarte Meridianstreifensystem* - Reihe D: Tafelwerke - Heft Nr. 3, Verlag d. Inst. f. Angew. Geodäsie, Frankfurt/M.
- Kappelmeyer O., 1961 - *Vorläufiger Bericht über die Auswertung refraktionsseismischer Messungen am NE-Profil Eschenlohe* - Frankfurter DFG-Kolloquium.
- * Katz S., 1955 - *Seismic Study of Crustal Structure in Pennsylvania and New York* - Bull. Seism. Soc. Am. 45, S. 303-325.
- Knopoff L., 1963 - *Referat in «Investigation of the Earth's Crust»* - IUGG Monographie No. 22, S. 21.
- Kosminskaya J. P., G. G. Mikhota, Yu. V. Tulina, 1958 - *Crustal Structure of the Pamir-Altai-Zone from Seismic Depth-Sounding Data* - Izv. Akad. Nauk. SSSR, Ser. Geofiz., S. 1162-1180 (engl. ed.: S. 673-683).
- Liebscher H. J., 1962 - *Reflexionshorizonte der tieferen Erdkruste im Bayerischen Alpenvorland, abgeleitet aus Ergebnissen der Reflexionsseismik* - Z. f. Geophysik 28, S. 162-184.
- Liebscher H. J., 1964 - *Deutungsversuche für die Struktur der tieferen Erdkruste nach reflexionsseismischen und gravimetrischen Messungen im deutschen Alpenvorland* - Z. f. Geophysik 30, S. 51-96, 115-126.
- Massarski S. J., 1962 - *Travel-Time Curves for Altai Seismic Waves from Industrial Explosion Data* - Izv. Akad. Nauk. SSSR, Ser. Geofiz., S. 887-894 (engl. ed.: S. 569-572).
- Mohorovičić A., 1910 - *Das Beben vom 8-X-1909* - Jb. meteorol. Obs. in Zagreb für 1909, IX, IV. Teil, Abschn. 1, Zagreb.
- Morelli C., 1962 - *Nuove vie di ricerca aperte della fisica terrestre* - Consiglio Nazionale delle Ricerche. Quaderni de «La Ricerca Scientifica» 4, Roma, S. 56-57.

- Mühlen W. v. z., 1956 - *Ergebnisse der « Steinbruch-Seismik » im Siegerland, Kraichgau und in Hessen/Unterfranken* - Geol. Jb. 71, S. 569-594.
- Müller S., R. Schick, A. Jensch, 1963 - *Beobachtungen auf dem Refraktionsprofil Eschenlohe - Birkenau und Untersuchungen im Steinheimer Becken* - 2. Stuttgarter DFG-Kolloquium 22 N 7.
- Müller S. & M. Talwani, 1965 - *Crustal Structure in the Eastern Alps from Gravimetric and Seismic Evidence* - In Vorbereitung.
- * Narans H. D., J. W. Berg, K. L. Cook, 1961 - *Sub-Basement Seismic Reflections in Northern Utah* - J. Geophys. Res. 66, S. 599-603.
- Pakiser L. C., 1963 - *Structure of the Crust and Upper Mantle in the Western United States* - J. Geophys. Res. 68, S. 5747-5756.
- * Pakiser L. C. & D. P. Hill., 1963 - *Crustal Structure in Nevada and Southern Idaho from Nuclear Explosions* - J. Geophys. Res. 68, S. 5757-5766.
- Peterschmitt E., K. Fuchs, H. Menzel, 1963 - *Refraktionsseismische Auswertung des Lago Lagorai-NE-Profiles* - 2. Stuttgarter DFG-Kolloquium 23 V 15.
- Peterschmitt E., H. Menzel, K. Fuchs, 1964 - *Seismic Refraction Measurements in the Alps. NE-Profile Lago Lagorai* - Comm. Séism. Europ., Réunion de Budapest, E 3.
- Peterschmitt E., H. Menzel, K. Fuchs, 1965 - *Seismische Messungen in den Alpen. Die Beobachtungen auf dem NE-Profil Lago Lagorai 1962 und ihre vorläufige Auswertung* - Z. f. Geophysik 31, S. 41-49.
- Press F., 1960 - *Crustal Structure in the California-Nevada Region* - J. Geophys. Res. 65, S. 1039-1051.
- Prodehl C., 1964 - *Auswertung von Refraktionsbeobachtungen im bayerischen Alpenvorland (Steinbruchsprengungen bei Eschenlohe 1958-1961) im Hinblick auf die Tiefenlage des Grundgebirges* - Z. f. Geophysik 30, S. 161-181.
- Reich H., 1953 - *Über seismische Beobachtungen der Prakla von Reflexionen aus grossen Tiefen bei den grossen Steinbruchsprengungen in Blaubeuren am 4.3 und 10.5.52* - Geol. Jb. 68, S. 225-240.
- Reich H., 1957 - *In Süddeutschland ermittelte tiefe Grenzflächen* - Geol. Rundschau 46, S. 1-16.
- Reich H., 1958 - *Seismische und geologische Ergebnisse der 2 to-Sprengung im Tiefbohrloch Tölz I am 11-12-54* - Geol. Jb. 75, S. 1-46.
- Reich H., 1960 a - *Seismische Untersuchungen des Flyschtroges bei Lenggries westlich und östlich der Isar* - Nachr. Akad. Wiss. Göttingen, II. Math. Phys. Kl., Nr. 11.
- Reich H., 1960 b - *Zur Frage der geologischen Deutung seismischer Grenzflächen in den Alpen* - Geol. Rundschau 50, S. 465-473.
- Reich H., G. A. Schulze, O. Förtsch, 1948 - *Das geophysikalische Ergebnis der Sprengung von Haslach in südlichen Schwarzwald* - Geol. Rundschau 36, S. 85-96.
- Reinhardt H. G., 1954 - *Steinbruchsprengungen zur Erforschung des tieferen Untergrundes* - Freiburger Forschunghefte C 15.
- Richards T. C. & D. J. Walker, 1959 - *Measurements of the Thickness of the Earth's Crust in the Albertan Plains of Western Canada* - Geophysics 24, S. 262-284.
- Richter C. F., 1958 - *Elementary Seismology* - W. H. Freeman & Co., San Francisco, S. 701-705.
- Richter M., 1962 - *Alpen, Appenin und Dinariden* - N. Jb. Geol. Paläont. Mh. 9, S. 466-480.
- Riznichenko G. V., 1946 - *Geometrical Seismology of Stratified Media* - Trans. Inst. Theor. Geophys., II, Acad. Sci USSR, 2, issue 1.
- * Roller J. C. & J. H. Healy, 1963 - *Seismic Refraction Measurements of Crustal Structure between Santa Monica Bay and Lake Mead* - J. Geophys. Res. 68, S. 5837-5849.
- Rothé J. P. & Peterschmitt, 1950 - *Etude séismique des explosions d'Haslach* - Ann. Inst. Physique du Globe, Univ. Strasbourg, Nouvelle Ser. 5, Part. 3, Geophys.
- Schulze G. A. & O. Förtsch, 1950 - *Die seismischen Beobachtungen bei der Sprengung auf Helgoland am 18-4-47 zur Erforschung des tieferen Untergrundes* - Geol. Jb. 64, S. 204-242.
- Smith S. W., 1962 - *A Reinterpretation of Phase Velocity Data based on the Gnome Travel Time Curves* - Bull. Seism. Soc. Am. 52, S. 1031-1035.
- Sorokin L. W., 1953 - *Lehrbuch der geophysikalischen Methoden zur Erkundung von Erdölvorkommen* - VEB-Verlag Technik, Berlin, S. 421.

- Stein A. & R. Repsold, 1963 - *Ein Refraktionsprofil von Eschenlohe/Obb. zum Gotthard-Massiv* - 2. Stuttgarter DFG-Kolloquium 23 V 13.
- Steinhart J. S., R. Green, T. Asada, A. Rodriguez B., L. T. Aldrich, M. A. Tuve, 1961-62 - *The Earth's Crust. Seismic Studies* - Carnegie Inst. Washington Year Book 61, S. 221-239 und S. 288-290.
- Steinhart J. S. & R. P. Meyer, 1961 - *Explosion Studies of Continental Structure* - Carnegie Inst. Washington, Publ. 622.
- Stewart S. W. & L. C. Pakiser, 1962 - *Crustal Structure in Eastern New Mexico Interpreted from the Gnome Explosion* - Bull. Seism. Soc. Am. 52, S. 1017-1030.
- Tatel H. E. & L. H. Adams, M. A. Tuve, 1953 - *Studies of the Earth's Crust Using Waves from Explosions* - Proc. Am. Phil. Soc. 97, S. 658-669.
- Tatel H. E. & M. A. Tuve, 1955 - *Seismic Exploration of a Continental Crust* - Geol. Soc. Am. Spec. Paper 62, S. 35-50.
- Thornburgh H. R., 1930 - *Wave Front Diagrams in Seismic Interpretation* - Bull. Am. Ass. Petroleum Geologists 14.
- Tollmann A., 1963 - *Ostalpensynthese* - Verlag F. Deuticke, Wien.
- Ulomov V. J., 1962 - *Results of Research on the Deep Structure of the Earth's Crust in Central Asia from Seismological Data* - Izv. Akad. Nauk. SSSR. Ser. Geofiz., S. 1307-1319 (engl. ed.: S. 816-822).
- Vetters H., 1937 - *Geologische Karte der Republik Österreich und der Nachbargebiete* - Geol. Bundesanstalt, Wien.
- Veytsman P. S., J. P. Kosminskaya, Y. W. Riznichenko, 1957 - *New Evidence for the Structure of the Earth's Crust and Mountain Roots in Central Asia from Data on Seismic Deep Sounding* - Abstr. of Repts., XI. Gen. Ass., IUGG, Toronto, S. 34-36.
- Wiechert E., 1924-25 - *Entfernungsberechnungen von Orten auf der Erde bei kleineren Abständen* - Z. f. Geophysik 1, S. 177-182.
- Wiechert E., 1926 - *Untersuchung der Erdrinde mit Hilfe von Sprengungen* - Geol. Rundschau 17, S. 339-346.
- Wiechert E., 1929 - *Seismische Beobachtungen von Steinbruchsprengungen und Bemerkungen von B. Brockkamp und K. Wölcken* - Z. f. Geophysik 5, S. 159-171.
- Woollard G. P., 1959 - *Crustal Structure from Gravity and Seismic Measurements* - J. Geophys. Res. 64, S. 1521-1544.
- Woollard G. P., 1960 - *Seismic Crustal Studies During the IGY* - Part II. Trans. Am. Geophys. Un. 41, S. 351-355.
- Woollard G. P., N. A. Ostenso, E. Thiel, W.E. Bonini, 1960 - *Gravity Anomalies, Crustal Structure, and Geology in Alaska* - J. Geophys. Res. 65, S. 1021-1037.
- Zeil W., 1954 - *Geologie der Alpenrandzone bei Murnau in Oberbayern* - Geologica Bavaria, Nr. 20, München.

ANHANG A

BESCHREIBUNG DES WELLENFRONTVERFAHRENS

Die Grundlagen des Wellenfrontverfahrens werden von H. R. THORNBURGH (1930), E. A. ANSEL (1931), G. V. RIZNICHENKO (1946, L. W. SOROKIN 1953) und J. G. HAGEDOORN (1959) beschrieben. P. GIESE (1963a) hat dieses Verfahren unter Verwendung gewisser Annahmen ergänzt, so daß es auch für Beobachtungen mit nur einem Schußpunkt verwendbar wird. Die wichtigsten Grundzüge mögen in enger Anlehnung an P. GIESE (1963a) im folgenden kurz erläutert werden.

Es handelt sich um eine punktweise Auswertung der Laufzeitkurve. Die Laufzeitkurve wird in Abschnitte mit konstanter Zeitdifferenz Δt eingeteilt, und die zugehörigen Schußpunktentfernungen werden in die Topographie des Profiles übertragen. An diesen Punkten X_i erreichen die Wellenfronten t_i der von der Grenzfläche geführten Welle zu der Zeit, die aus der Laufzeitkurve ersichtlich ist, die Erdoberfläche. Um nun beispielsweise die Wellenfront t_2 zu finden, beschreibt man um X_3 einen Kreis mit dem Radius $1 \cdot \Delta t \cdot v_1$, um X_4 einen Kreis mit $2 \cdot \Delta t \cdot v_1$ usw. und zeichnet die Einhüllende dieser Kreise, die man bis zum Punkt X_2 verlängert. Diese Einhüllende ist die gesuchte Wellenfront mit der Laufzeit t_2 ; v_1 ist dabei die Geschwindigkeit im oberen Medium (Abb. 31a).

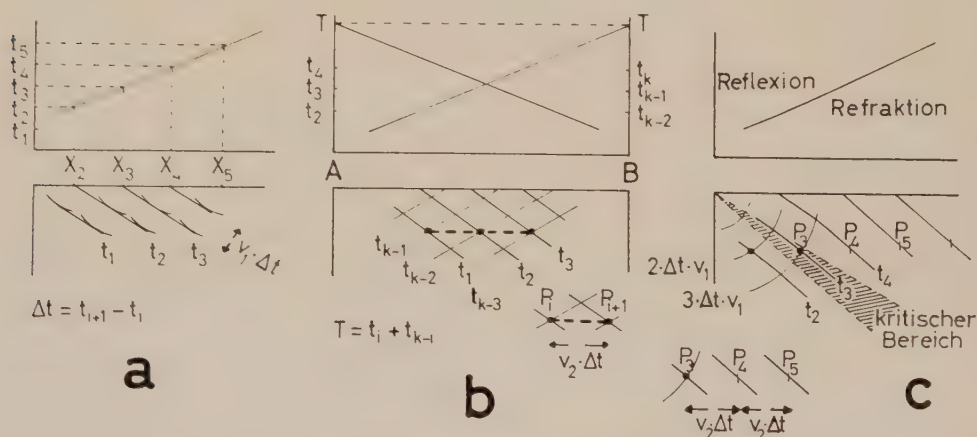


Abb. 31 - Zum Wellenfrontverfahren (Erläuterungen im Text).

Führt man die soeben beschriebene Konstruktion für die beiden einander entsprechenden Laufzeitkurven von Schuß A und Gegenschuß B aus, so erhält man für jeden der beiden Schußpunkte ein Feld von Wellenfronten, die sich gegenseitig beliebig oft schneiden (Abb. 31b). Es gilt nun die Bedingung, daß an jedem Punkt P_i der Grenzfläche die Summe der Laufzeiten konstant ist: $t_{AP_i} + t_{BP_i} = T = \text{const.}$ Damit ergibt sich für jede Wellenfront t_i des einen Feldes der Schnittpunkt P_i mit der zugehörigen Wellenfront t_{k-i} des anderen Feldes: $T = t_i + t_{k-i}$. Diese Schnittpunkte P_i sind Punkte der gesuchten Grenzfläche. Die Geschwindigkeit v_2 im unteren Medium ergibt sich von selbst aus $P_i P_{i+1} / \Delta t$ (Abb. 31b).

Fehlt der Gegenschuß, so existiert nur eine Laufzeitkurve, und es kann nur ein Feld von Wellenfronten gezeichnet werden. Zur Bestimmung der gesuchten Grenzfläche müssen ihre Neigung oder die Geschwindigkeit v_2 im

unteren Medium vorgegeben werden. Man kann nun ein Stück der Grenzfläche mit Hilfe der direkten Welle finden, die sich im oberen Medium radial vom Schußpunkt ausbreitet: Dazu zeichnet man vom Schußpunkt aus Kreise mit den Radien $1 \cdot \Delta t \cdot v_1$, $2 \cdot \Delta t \cdot v_1$ usw. und erhält Punkte der gesuchten Grenzfläche an den Schnittpunkten dieser Kreise mit den Fronten der refraktierten Welle, die sich aus der beobachteten Laufzeitkurve ergeben: z. B. zum Kreis mit dem Radius $3 \cdot \Delta t \cdot v_1$ gehört die Wellenfront t_3 usw. (Abb. 31c). Das gilt von der Stelle an, bei der die einfallende Welle unter dem Winkel der Totalreflexion auf die Grenzfläche auftrifft, da sich erst hier die refraktierte Welle von der reflektierten ablöst. Dieser Bereich läßt sich durch Einzeichnen des Strahles ermitteln, der auf die Grenzfläche unter dem kritischen Winkel auftrifft, unter der Voraussetzung, daß der Einfallswinkel der Grenzfläche bekannt ist. Hat man auf diese Weise einen Punkt der Grenzfläche im kritischen Bereich gefunden, z. B. P_3 , so läßt sich die Grenzfläche fortsetzen, indem man um diesen Punkt P_3 einen Kreisbogen mit dem Radius $\Delta t \cdot v_2$ beschreibt, an dessen Schnittpunkt P_4 mit der folgenden Wellenfront t_4 der geführten Welle der nächste Punkt der Grenzfläche liegt (Abb. 31c).

Beide Fälle können für ein Mehrschichtenmodell erweitert werden. Zur Konstruktion des nächsttieferen Horizontes geht man sukzessiv vor. Man zeichnet zuerst unter Zugrundelegung der zweiten Laufzeitkurve und der Geschwindigkeit v_1 die entsprechenden Wellenfronten innerhalb des obersten Mediums bis zu dessen unterer Grenze. Die Schnittpunkte der Wellenfronten mit dieser Grenze sind die Ausgangspunkte zur weiteren Konstruktion, entsprechend den Punkten X_i in Abb. 31a.

Auf diese Weise kann man beliebig viele Grenzflächen konstruieren, sofern die Voraussetzung erfüllt ist, daß stets die Geschwindigkeit in der liegenden Schicht größer ist als die Geschwindigkeit in der hangenden Schicht:

$$v_{n+1} > v_n.$$

LEBENS LAUF

Am 6. August 1936 wurde ich, Claus Prodehl, als Sohn des Kaufmanns Hans Prodehl und seiner Ehefrau Ruth geb. Hildebrandt in Zittau/Sachsen geboren. Dort besuchte ich von 1942 bis 1950 die Volksschule. Von 1950 bis 1957 war ich Schüler in der humanistischen Abteilung des Städtischen Gymnasiums in Bergisch Gladbach und legte hier am 13. Februar 1957 die Reifeprüfung ab. Von 1957 bis 1960 studierte ich Physik an der Albert-Ludwigs-Universität in Freiburg Breisgau und bestand im November 1959 das Vordiplom. Seit Mai 1960 studiere ich Geophysik an der Ludwig-Maximilians-Universität in München. Im November 1962 legte ich die Diplomprüfung ab. Die Diplomarbeit fertigte ich am Institut für Angewandte Geophysik unter Anleitung meines Lehrers, Herrn Professor Dr. G. Angenheister, an. Eine Kurzfassung meiner Diplomarbeit wurde in der Zeitschrift für Geophysik veröffentlicht.

Seit Januar 1963 bin ich als wissenschaftliche Hilfskraft am Institut für Angewandte Geophysik der Universität München beschäftigt. An diesem Institut fertigte ich meine Dissertation unter Anleitung meines Lehrers, Herrn Professor Dr. G. Angenheister, an. Meine akademischen Lehrer waren: in Freiburg die Herren Prof. Dr. H. Gericke, Prof. Dr. H. Görtler, Prof. Dr. H. Hönl, Prof. Dr. W. Maier, Prof. Dr. M. Pfannenstiel, Prof. Dr. Th. Schmidt und Prof. Dr. G. Tautz, in München die Herren Prof. Dr. G. Angenheister, Prof. Dr. G. Fischer, Priv. Doz. Dr. O. Förtsch, Priv. Doz. Dr. E. Hardtwig, Prof. Dr. A. Maucher, Prof. Dr. F. Möller, Prof. Dr. W. Rollwagen und Prof. Dr. H. J. Schneider.

